



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

EAP. DE FÍSICA

Cambio climático y efectos en el Nevado Huaytapallana

MONOGRAFÍA

Para optar el Título de Licenciado en Física

AUTOR

Karen del Pilar Pariona Ramírez

LIMA – PERÚ
2015

A mi familia.

ÍNDICE GENERAL

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	El Cambio Climático: una realidad global	2
1.2	Consecuencias del cambio climático en el Perú.....	5
2	Cambios de la superficie glaciar en la cordillera Huaytapallana: de 1985 – 2010.....	8
2.1	Objetivos	8
2.2	Área de estudio.....	8
2.3	Problemas que comprometen al nevado Huaytapallana:	11
2.4	Consecuencias	11
3	Fundamento teórico.....	14
3.1	Fundamentos físicos de la teledetección	14
3.1.1	Definición de Teledetección.....	14
3.1.2	Descripción del campo radiativo.....	15
3.1.3	Absorción	16
3.1.4	“Scattering” (Dispersión).....	18
3.1.5	Absorción y “scattering”	18
3.1.6	Espectro electromagnético (EE)	19
3.1.7	Reflectancia.....	20
3.2	Corrección de las imágenes satelitales	21
3.2.1	Corrección geométrica	21
3.2.2	Calibración radiométrica de las imágenes TM y ETM+	21
3.2.3	Corrección atmosférica	23
3.3	Conversión de los ND a valores de radiancia, reflectancia planetaria de las imágenes Landsat	23
3.4	Estimación de los parámetros geofísicos.....	26
3.4.1	Índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI).....	26
3.4.2	Índice de nieve de diferencia normalizada (NDSI)	28
3.4.3	Extracción de los valores de reflectancia en la imagen	29

4	Metodología	30
4.1	Datos	30
4.2	Adquisición de las imágenes Landsat	31
4.3	Preprocesamiento de los datos imágenes de satélite	33
4.3.1	Calibración.....	33
4.3.2	Corrección atmosférica	34
4.4	Estimación de la reflectancia.....	35
4.5	Cálculo de la superficie glaciar a partir de Imágenes LandSat-5	35
5	Resultados	38
5.1	Área glaciar de la cordillera Huaytapallana	38
6	Conclusiones	44
7	Referencias bibliográficas	45
ANEXO.....		47
1.	Términos glaciológicos	47
1.	Glaciología	47
1.1.	Neviza, firn o névé.....	47
1.2.	Diagenesis	48
1.3.	Glaciar	48
1.4.	Balance de masa	49

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Temperatura media anual Global.....	3
Figura 2. Desglaciación del glaciar Muir (Alaska).	4
Figura 3. Datos del glaciar Yanamarey (Ancash)	5
Figura 4. Mapa de la ubicación de la cordillera Huaytapallana	9
Figura 5. Vista satelital de la ubicación de la cordillera Huaytapallana	10
Figura 6. Comparación del retroceso glaciar del nevado Huaytapallana de 1983 y 2009..	12
Figura 7. Definición de extinción	16
Figura 8. Espectro electromagnético	20
Figura 9. Grafica de la respuesta espectral de superficies naturales	20
Figura 10. Cálculo de la reflectividad	24
Figura 11. Características espectrales de la vegetación	27
Figura 12. Satélite Landsat	31
Figura 13. Diagrama de flujo del preprocesamiento de las imágenes satelitales	33
Figura 14. Reflectividad característica para distintos tipos de nieve	36
Figura 15. Histograma de NDSI correspondiente al glaciar para el periodo 1985 - 2010.	39
Figura 16. Histograma de NDVI correspondiente al glaciar para el periodo 1985 - 2010.	39
Figura 17. Área glaciar por rango altitudinal.	40
Figura 18. Variación del área glaciar la cordillera Huaytapallana	41
Figura 19. Evolución de la cobertura glaciar de la cordillera Huaytapallana, 1985 – 2010.	42
Figura 20. Distribución temporal del área glaciar del nevado Huaytapallana.	43

LISTA DE TABLAS

Tabla 1: magnitudes radiométricas Básicas relativas al campo.....	16
Tabla 2: valores máximos y mínimos de radiancia del sensor TM	23
Tabla 3: Coeficientes de calibración de Landsat para los sensores TM y ETM	24
Tabla 4: Información de tres sensores utilizados para estimar el índice de vegetación	28
Tabla 5: datos de lamagen del sensor TM del satellite Landsat-5.	30
Tabla 6: características de los sensores del satélite Landsat	32

Resumen

El Perú es un país privilegiado por la presencia de nevados a altitudes que alcanzan más de 5 000 m.s.n.m., como es el caso del nevado Huaytapallana en el departamento de Junín y otros a nivel nacional. En un estudio de comparación de datos de décadas pasadas con estudios recientes, se confirma el retroceso del área de nieve de los nevados del Perú, lo cual pronostica un futuro crítico en el abastecimiento del agua tanto para la región Junín como para otros lugares de nuestro país.

Las causas del retroceso de los nevados son diversos, así tenemos el cambio climático, efecto invernadero, las actividades humanas, dentro de ello la minería irresponsable, el turismo insostenible, las que generan impactos negativos como se observa en el nevado de Huaytapallana.

En este estudio, se ha aplicado las técnicas de la Teledetección y Sistemas de Información Geográfica (SIG) para estimar la variación del área glaciaria a partir de datos de imágenes del sensor TM del satélite Landsat-5 con una resolución de píxel de 30 m, la que ha permitido realizar un análisis en un intervalo de tiempo de 1985 a 2010 para el nevado Huaytapallana. Así se ha identificado una reducción de 13.52 km² (48.4%) en 26 años a una tasa de retroceso de 0.52 km²/año.

Palabras claves: Glaciares, Andes, cambio climático, variación de área y Landsat

1 INTRODUCCIÓN

En la actualidad, uno de los grandes desafíos para la humanidad es el cambio climático que se convirtió en un nuevo tipo de problema, pues sus causas son locales y están presentes ahora, pero los efectos son globales y se sentirán a largo plazo. Más aún, el cambio climático es un fenómeno complejo que involucra muchos aspectos interconectados del sistema climático y sus impactos son múltiples. Uno de los impactos más resaltantes es el incremento de la temperatura, 0.74°C desde 1906 a 2005, que ha sido provocado por la acelerada acumulación de gases de efecto invernadero en la atmósfera, causa principal del cambio climático global (IPCC, 2007).

El Perú es el tercer país más vulnerable a los efectos del cambio climático, después de Bangladesh y Honduras, debido a que gran porcentaje de la población se dedica a actividades económicas que dependen de las condiciones del clima. La vulnerabilidad del Perú se identifica en el retroceso acelerado de sus glaciares, considerados glaciares tropicales debido a su ubicación latitudinal. Estos glaciares se ven afectados por la variabilidad climática y la alta susceptibilidad de sus masas de hielo, nieve y neviza (IGP, 2010).

Estudios realizados en el Instituto Geofísico del Perú (IGP, 2010), Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI- 2009), Ministerio de Medio Ambiente (MINAM, 2010) han demostrado que, en las últimas décadas, muchos de estos glaciares se han reducido considerablemente, lo que implica la disminución del recurso hídrico en las diversas cuencas, así como impactos asociados al deshielo de los glaciares (IGP, 2010).

La Cordillera de Huaytapallana tiene una gran importancia para la cuenca del Mantaro por su aporte a la seguridad alimentaria. Este aporte de agua limpia es aprovechado en el uso agrícola y urbano. Por otro lado, también aporta al sistema hidroenergético de las subcuencas de los ríos Shullcas y Pariahuanca, confirmando la gran importancia que representa la Cordillera Huaytapallana para la región (Zubieta y Lagos 2009).

1.1 El Cambio Climático: una realidad global

El cambio climático es una consecuencia del calentamiento global la causa principal es la combustión de cantidades cada vez mayores de petróleo, gasolina y carbón, la tala de bosques y algunos métodos de explotación agrícola. Estas actividades humanas han aumentado el volumen de “gases de efecto invernadero” (GEI) en la atmósfera (IPCC, 2007).

El efecto invernadero es el fenómeno por el cual determinados gases, que son componentes de la atmósfera, retienen la energía que el suelo terrestre emite y una parte de la misma la remiten a la superficie de la Tierra. El efecto invernadero evita que gran parte de la energía emitida por la Tierra se transmita directamente al espacio, lo que provocaría un continuo enfriamiento de la superficie terrestre e impediría la vida. Este fenómeno se está viendo acentuado por la emisión de ciertos gases debidos a la actividad humana, como el dióxido de carbono y el metano, que está produciendo un calentamiento en la Tierra. Los denominados gases de efecto invernadero o gases invernadero, responsables del efecto descrito, son: Vapor de agua (H₂O), Dióxido de carbono (CO₂), Metano (CH₄). Óxidos de nitrógeno (NO_x), ozono (O₃), Clorofluorocarbonos (CFCI₃) (IPCC, 2007).

Si bien todos ellos (salvo los CFCs) son naturales, en tanto que ya existían en la atmósfera antes de la aparición del hombre, desde la Revolución industrial y debido principalmente al uso intensivo de los combustibles fósiles en las actividades industriales y el transporte, se han producido sensibles incrementos en las cantidades de óxidos de nitrógeno y dióxido de carbono emitidas a la atmósfera, con el agravante de que otras actividades humanas, como la deforestación, han limitado la capacidad regenerativa de la atmósfera para eliminar el dióxido de carbono, principal responsable del efecto invernadero (IPCC, 2007).

Existen dos hechos que evidencian que el cambio climático ya empezó. El primero está relacionado al incremento de la temperatura y el segundo al retroceso glacial que están experimentando los glaciares a nivel mundial (IPCC, 2007).

La Tierra ha sufrido un incremento en la temperatura en 0.74°C durante 1906 al 2005. En la Figura 1 se muestra el incremento acelerado de la temperatura global desde los inicios del registro (1850) determinándose que los 11 años más cálidos ocurrieron a partir de 1995. Análisis científicos posteriores han confirmado que la segunda mitad del siglo XX ha sido la fase más cálida durante al menos los últimos 1 300 años en el Hemisferio Norte (IPCC, 2007).

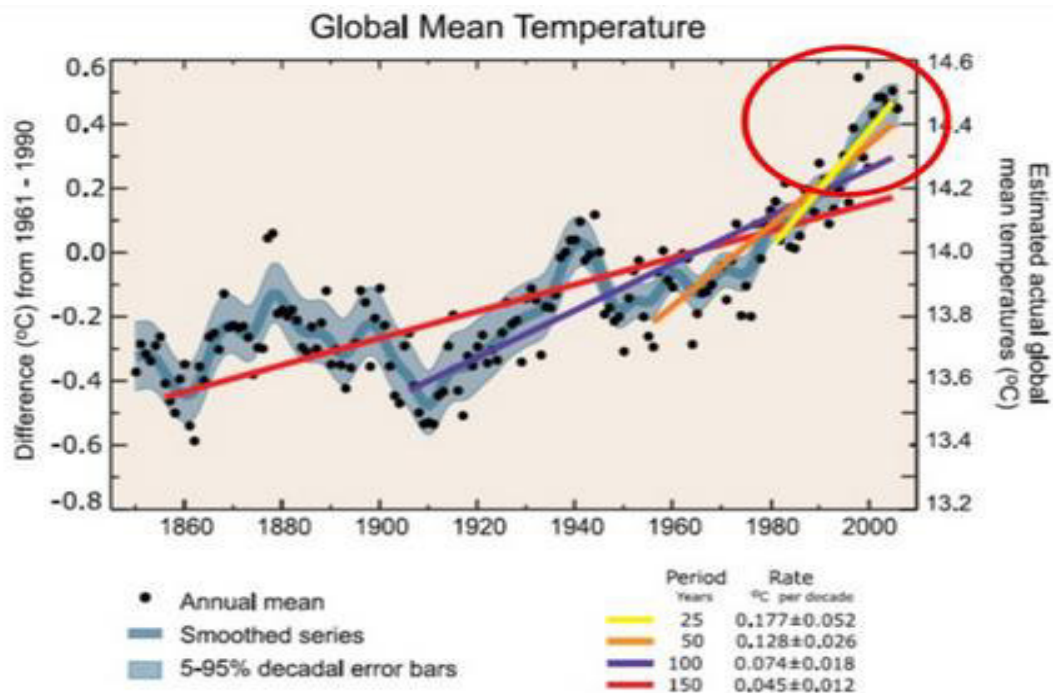


Figura 1. Temperatura media anual Global

El eje izquierdo muestra anomalías en las temperaturas promedio en el periodo de 1961 a 1990 y el eje derecho se observa el cálculo de las temperaturas actuales, ambas expresadas en °C. Las tendencias lineales se muestran durante los últimos 25 años (amarillo), 50 años (anaranjado), 100 años (morado) y 150 años (rojo). (IPCC, 2007).

Sin embargo, es importante precisar que el ritmo de calentamiento no es uniforme en todo el planeta. Por ejemplo, durante el siglo pasado las temperaturas árticas aumentaron doblemente la tasa del índice promedio global y Europa se ha calentado al menos 1°C en el último siglo, a un ritmo más rápido que el promedio global (IPCC, 2007).

El segundo hecho está relacionado con el retiro de los glaciares a nivel mundial, las capas de hielo y los glaciares indican sin lugar a dudas que el mundo ya se está calentando como consecuencia de las emisiones de gases de efecto invernadero de años atrás. Estos cambios forman parte de un mundo más cálido de grandes oleadas de calor, un nuevo régimen de vientos, el empeoramiento de la sequía en algunas regiones, un régimen de lluvias mucho más frecuentes en otras, el derretimiento de los glaciares y un aumento del nivel del mar. En la Figura 2 se muestra la comparación de dos fotografías del Glaciar Muir, tomadas en los años 1941 y 2004, respectivamente. Este glaciar, como la mayoría de los glaciares a nivel mundial, incluidos los glaciares tropicales de nuestra cordillera, muestra la rápida pérdida de la masa glaciar, como clara prueba de que la tierra se está calentando. (IPCC, 2007).



Figura 2. Desglaciación del glaciar Muir (Alaska).

La primera tomada en agosto del año 1941 por William Field; y la segunda en agosto del año 2004 por Bruce Molnia, desde el mismo punto de vista. Fuente USGS, 2009.

El 71 % de los glaciares tropicales del mundo se encuentran en el Perú, los cuales, por efectos del cambio climático, han registrado una pérdida del 40% de su masa glacial, lo que generaría un desabastecimiento del recurso hídrico en muchas ciudades generando un problema en el futuro, ya que la disminución de la masa glacial repercute directamente en la disponibilidad del agua que es usada en diversas actividades económicas, ocasionando incluso una serie de conflictos entre regiones por la disposición de dicho recurso. Estudios realizados por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), han demostrado que en los últimos años muchos de estos glaciares se han reducido en el 50% su entorno glacial, representando un grave peligro para la reserva hídrica (IGP, 2010).

La figura 3 muestra la comparación fotográfica del glaciar Yanamarey - Ancash en los años 1982, 1987, 1997 y 2004, respectivamente (El Comercio 2007). Este glaciar, como la mayoría de los glaciares a nivel mundial, muestra la rápida pérdida de la masa glacial, como clara prueba de que la Tierra se está calentando.



Figura 3. Fotos del glaciar Yanamarey (Ancash) (Fuente: *El Comercio* 2007).

La unidad de glaciología de la Autoridad Nacional de Agua hace hincapié sobre el hecho que ciertos glaciares son peligrosos, es decir que su fusión puede conllevar a riesgos para las poblaciones asentadas en su entorno. En el año de 1941 en el departamento de Ancash, el desbordamiento de la Laguna Palcacocha situado en la Cordillera Blanca, provocó un flujo de detritos (*debris flow* o aluvión) que destruyó un tercio de la ciudad de Huaraz y causó la muerte de 5 000 personas; en el año de 1970, las avalanchas ocurridas en el Nevado Huascarán, que desencadenaron grandes flujos de detritos, las que sepultaron a las ciudades de Ranrahirca y Yungay, donde murieron cerca de 22 000 personas, el desborde del río Chicón que inundó decenas de viviendas en la provincia de Urubamba (Cusco) en octubre del 2010, fue causado por el derretimiento de grandes bloques de hielo del nevado del mismo nombre, lo cual generó el nacimiento de dos nuevas lagunas: Riticocha, con una área aproximada de 3370 m² y Wiñajcocha con 16430 m² en promedio (ANA, 2014).

1.2 Consecuencias del cambio climático en el Perú

Aunque el cambio climático es un fenómeno global, sus impactos serán distintos, en intensidad y tipo, a nivel local. El Perú es un país con una riqueza ecológica (en especies de flora, fauna, recursos genéticos, ecosistemas) y megadiversidad climática (tenemos 27 de los 32 climas del mundo), contribuyendo al equilibrio ecológico del Planeta (ANA, 2014).

En los últimos 30 años, el Perú ha perdido 1/3 de la superficie de sus glaciares y se ha proyectado que en los glaciares situados a 5 500 msnm desaparecerán.

Los impactos que se presentan como causas del cambio climático global son:

a) Cambios en los patrones de lluvia: En algunas partes del país se ha registrado aumentos de precipitación (como Loreto, Huánuco, Ucayali, San Martín, Madre de Dios, Apurímac y Cusco), mientras que en otras (como el sur) la tendencia ha sido decreciente. La ocurrencia de sequías e inundaciones, ponen en grave riesgo a la economía del país que se basa en actividades que dependen directamente del clima, como la agricultura y el turismo. Esto es especialmente preocupante dado que, un gran porcentaje de los peruanos que vive bajo la línea de la pobreza, se dedica a la agricultura como su principal actividad de subsistencia. (SENAMHI, 2009)

b) Elevación del nivel del mar: El aumento del nivel del mar puede afectar la disponibilidad de agua potable en el país y dañar la infraestructura a causa de las inundaciones. En el Perú, las principales industrias afectadas serán la industria del turismo y la pesca. (SENAMHI, 2009)

c) Las olas de calor contribuyen a la expansión de enfermedades: Los cambios en los parámetros climáticos podrían ocasionar el incremento de episodios de malaria, cólera y dengue, en el país. Las olas de calor también favorecen la expansión de enfermedades como el síndrome de hipertemia (o golpe de calor) que afecta principalmente a los niños pequeños y ancianos, además de otras enfermedades gastrointestinales, respiratorias y dermatológicas (SENAMHI, 2009).

d) El aumento de las temperaturas intensifica la expansión de plagas e incendios forestales: El aumento de las temperaturas y la disminución del agua del suelo pueden empeorar la sequedad del ambiente en épocas de verano. Esto podría ocasionar que aumenten las condiciones de incendios forestales hacia el 2020 y que se intensifiquen los brotes de plagas, como la del pino (SENAMHI, 2009).

e) La frecuencia e intensidad de los desastres climáticos es mayor: La información disponible indica que los eventos climáticos extremos como los huaycos, inundaciones y heladas, entre otros, se están produciendo con mayor frecuencia en el país. (IGP, 2010).

f) El fenómeno El Niño será más frecuente e intenso: En el Perú, se ha intensificado la frecuencia de eventos El Niño, y han ocurrido dos mega El Niño en 1982/83 y 1997/98, generando cuantiosas pérdidas humanas y económicas. Según datos del Banco Mundial, durante El Niño 1982/83, cerca de la mitad de las pérdidas ocurrieron en Perú: 55% de las pérdidas en infraestructura de transporte, 15% en agricultura, 14% en energía, y 9% en educación; ocasionando pérdidas del 6% del PBI (IPCC, 2007)

g) La sabanización del Amazonas podría producir millones de toneladas de CO₂ : el aumento de la temperatura, el descenso en la disponibilidad de agua del suelo y la destrucción irracional de la Amazonía, para obtener madera o ampliar tierras agrícolas y ganaderas, podría convertirla en una gran sábana tropical en unos veinte años. Según cifras del Fondo Mundial de la Naturaleza (WWF), si esta tendencia se mantiene, en el año 2030, un 60% de la selva amazónica podría estar en peligro de desaparecer. Esto es sumamente preocupante porque la Amazonía es el mayor pulmón de planeta y con la deforestación se llegaría a producir entre 55,500 y 96,900 millones de toneladas de dióxido de carbono, lo que equivale a la cantidad de gases de efecto invernadero que se emiten a nivel mundial en dos años. (MINAM, 2010)

h) La biodiversidad se reduce y algunas especies están en peligro de extinción: A medida que el clima cambie, las áreas ocupadas por muchas especies no serán aptas para su supervivencia, modificándose sustancialmente el mapa de distribución de las comunidades biológicas. La extinción de la flora y fauna endémica en algunos ecosistemas tropicales pone en riesgo a los servicios ambientales que estas especies brindan. (ANA, 2014)

i) Los glaciares se derriten: El Perú cuenta con una gran riqueza glaciaria (71% de los glaciares tropicales del mundo) de suma importancia para el consumo humano, para la agricultura, la minería y la generación eléctrica. El país ya perdió casi la tercera parte de glaciares en la Cordillera Blanca en tan solo 25 años ahora ya no es posible hablar de “nieves perpetuas”, pues el calentamiento produce el deshielo de estos nevados que ya han sufrido la pérdida de 30% de nieve y hielo desde la década del 90. Casi la tercera parte de lo que costó cientos de miles de años en acumularse y asentarse se ha perdido en casi apenas 25 años. (IGP, 2010)

El Perú ya ha perdido el 22% de su área total de glaciares. Y las proyecciones señalan que podría perder el 37% de su actual área de glaciares para el 2030. Frente a ello se debe actuar con urgencia. (ANA, 2014)

El Cambio Climático Global no solo hiere dramáticamente la geografía. A la par del desafío ambiental, afecta la vida humana. En la región Áncash, por ejemplo, 1 600 000 personas viven alrededor de la cuenca del Río Santa y dependen de fuentes hídricas de los glaciares, de energía hidroeléctrica y de alimentos que producen, resultando la amenaza mayor. (ANA, 2014)

En la costa peruana, donde se desarrolla gran parte de la agricultura, se verá seriamente afectada por su alta dependencia del agua dulce proveniente de los glaciares andinos. Ciudades como Lima estarán bajo seria amenaza debido a la desaparición de los glaciares que ocasionarían un estrés hídrico y conflictos asociados a su escases.

2 Cambios de la superficie glaciar en la cordillera Huaytapallana: de 1985 – 2010

Por su ubicación latitudinal los glaciares tropicales se ven afectados por la variabilidad climática y la alta susceptibilidad de sus masas de hielo, nieve y neviza. También es un excelente indicador del calentamiento global. Los glaciares del Perú incrementan masa glaciar durante los meses de verano, pero disminuyen rápidamente por fusión debido a las altas temperaturas hasta la llegada de los meses más fríos.

En los últimos años, los glaciares del Huaytapallana, al igual que la Cordillera Blanca en Áncash, han visto mermado la cobertura glaciar, indicando un acelerado retroceso, afectando el régimen hídrico de sus lagunas y del río Shullcas. La Cordillera de Huaytapallana tiene una gran importancia para la cuenca del Mantaro, por el aporte a la seguridad alimentaria en el valle del Mantaro. Este aporte de agua limpia es aprovechado en el uso agrícola y urbano. Por otro lado, también aporta al sistema hidroenergético de la subcuencas de los ríos Shullcas y Pariahuanca, confirmando la gran importancia que representa la Cordillera Huaytapallana para la región.

2.1 Objetivos

El objetivo de la presente investigación es que mediante la aplicación de técnicas de Teledetección y Sistemas de Información Geográfica poder estimar el retroceso acelerado de la cobertura glaciar de los nevados de la cordillera Huaytapallana, en el periodo de 1985 a 2010, como consecuencia del Cambio Climático.

2.2 Área de estudio

La figura 4 muestra la Cordillera Huaytapallana. Dicha cordillera es una cadena montañosa de la región central del Perú que se extiende unos 20 km en dirección Norte-Sur por el territorio del departamento de Junín. La Cordillera se encuentra cubierta de nevados con una superficie glaciar de 13.4 km², siendo su máxima elevación el nevado Huaytapallana, con 5 557 m.s.n.m. El sistema hidrográfico de esta cordillera drena hacia la cuenca

del río Amazonas mediante los ríos Perené y Mantaro, asimismo el deshielo de los nevados, aportan al régimen hídrico de las siguientes cuatro sub cuencas (IGP, 2010):

- Subcuenca del río Shullcas: el río Shullcas que va a la ciudad de Huancayo. Este se desarrolla en dirección Sudoeste, cuyo origen son las lagunas Chuspicocha y Lasuntay.
- Subcuenca del río Pariahuanca: que va hacia Pariahuanca, desarrollándose en dirección Sudeste y se origina en las lagunas Cochagrande y Carhuacocha.
- Subcuenca del río Achamayo: baja hacia Concepción y se origina en la laguna Putcacocha, desarrollándose en dirección Sudoeste.
- Subcuenca del río Tulumayo: nace con el río Pisuyo que confluye aguas abajo con el río Tulumayo y se desarrolla en dirección Norte.

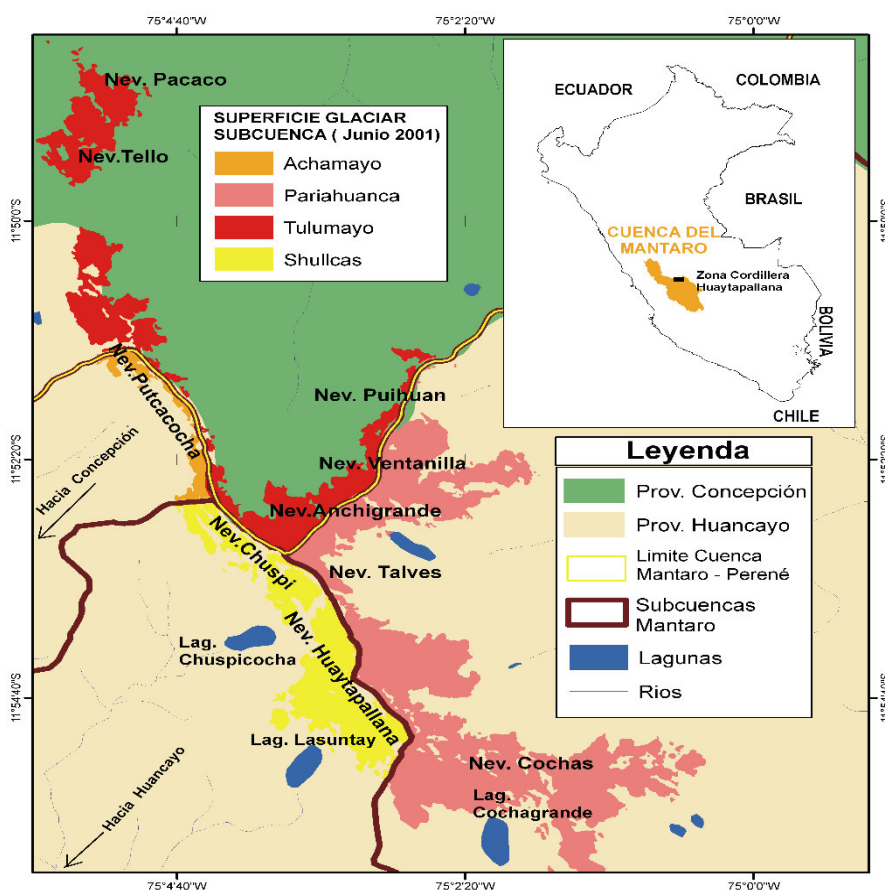


Figura 4. Mapa de la ubicación de la cordillera Huaytapallana (IGP, 2010)

La Cordillera Huaytapallana por su morfología es un sistema de glaciares de circo, estos se caracterizan por estar localizados en áreas montañosas en cabeceras de valle, como es el caso del valle del Mantaro (Figura 5). Esta cordillera posee masas pequeñas en todos sus frentes en forma de anfiteatro, sus paredes son escarpadas

y altamente empinadas. La Cordillera Huaytapallana aporta agua limpia mediante sus zonas de acumulación a cuatro sistemas hidrográficos, como son las subcuencas de los ríos Shullcas, Pariahuanca, Achamayo y Tulumayo. Los glaciares de circo suelen ser indicadores de la última etapa glacial, por eso, el estudio puede representar un excelente ejemplo de la relación entre los cambios climáticos recientes y las fluctuaciones de los glaciares (Zubieta y Lagos 2009).

Las masas de hielo correspondientes a la subcuenca del río Shullcas son glaciares colgados y altamente agrietados, la pendiente media en el borde de la zona de acumulación supera el 70 %, mientras que en las masas glaciares en la subcuenca del Pariahuanca, la pendiente media es del 40 %. Esa diferencia podría explicar la mayor distribución en la cobertura glacial en el Pariahuanca, comparado con la del Shullcas (IGP, 2010).

Por otro lado, una característica típica de los glaciares de circo como el Huaytapallana es la presencia de lagunas, ya que debido al retroceso glacial por fusión, estas depresiones han sido ocupadas por las mismas como Chuspicocha, Lasuntay y Cochagrande, las cuales están retenidas por un dique morrénico. El represamiento del Chuspicocha y Lasuntay es el principal aporte directo de descargas en los meses de estiaje al río Shullcas y el Cochagrande al río Pariahuanca, respectivamente. (Zubieta y Lagos 2009).



Figura 5. Vista satelital de la ubicación de la cordillera Huaytapallana (Zubieta y Lagos 2009).

2.3 Problemas que comprometen al nevado Huaytapallana:

- Incremento de la temperatura

Uno de los principales problemas es el incremento de la temperatura como consecuencia del cambio climático, con lo cual aumenta la tasa de desglaciación. Se ha registrado un aumento de 0.74 °C a nivel mundial. El umbral máximo que los países se han propuesto evitar es un aumento de 2°C para no sobrepasar varios puntos de no retorno climáticos (IPCC, 2014).

- Alto grado de sensibilidad ante carga turística

La presencia de turismo al nevado está restringida como medida precautoria ante la deglaciación. No obstante, debido a una educación ambiental deficiente y ausencia de autoridades fiscalizadoras, se observa diariamente grupos de turistas que ascienden al nevado sin un control adecuado, tanto en el ingreso como en la salida del área (IGP, 2010).

- Prácticas religiosas con impacto ambiental

Se observa también la práctica de una serie de rituales religiosos, en los que muchas veces queman “pagos”, dejan botellas de plástico y demás de artículos como ofrendas, los cuales contribuyen a la reducción del manto glacial (IGP, 2010).

2.4 Consecuencias

El nevado Huaytapallana es la principal fuente de vida para el valle del Mantaro. El aumento en las temperaturas, al causar el deshielo de glaciares, puede ocasionar derrumbes, deslizamientos, erosión de riberas y escorrentía superficial. Muchas de las actividades productivas de este lugar dependen de la ocurrencia de lluvias. Por ello, las sequías afectan la actividad agrícola (al menos 80% de las actividades agrícolas son de secano), los territorios de pastoreo, las centrales hidroeléctricas, e incluso el abastecimiento de agua potable. Según estudios recientes efectuados por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), en los últimos 20 años, el contorno glaciar de la montaña ha disminuido en 50% (Figura 6) debido al cambio climático y, si sigue esa tendencia decreciente, desapareciendo en unos 15 años. Este hecho representa un grave peligro para las reservas hídricas de la región, pues el nevado provee actualmente casi el 100% del agua en épocas de ausencia de lluvias que discurre por el río Shullcas, la cual es usada por la población de Huancayo (IGP, 2010).

En el 2003, diversos especialistas e instituciones investigaron y monitorearon la situación de los glaciares a partir de registros que se remontan a 1948 y concluyeron que dicho retroceso continuará a un ritmo más acelerado del previsto. Según estudios del Instituto Geofísico del Perú (IGP), el área glaciar de la cordillera del

Huaytapallana, entre junio de 1976 y junio del 2006, se ha reducido de 35.6 a 14.5 kilómetros cuadrados, lo que representa una pérdida del 59.4% de superficie (IGP, 2010).

En el año 2009, se inició el proyecto denominado Manejo de Riesgo ante Eventos Meteorológicos Extremos (sequías, heladas, lluvias intensas), MAREMEX, gracias al IGP con el apoyo internacional de la organización Development Research Centre del Canadá, destacaron la gran variabilidad climática en zonas distantes de solo un kilómetro. A diferencia de hace unos diez años (IGP, 2010).

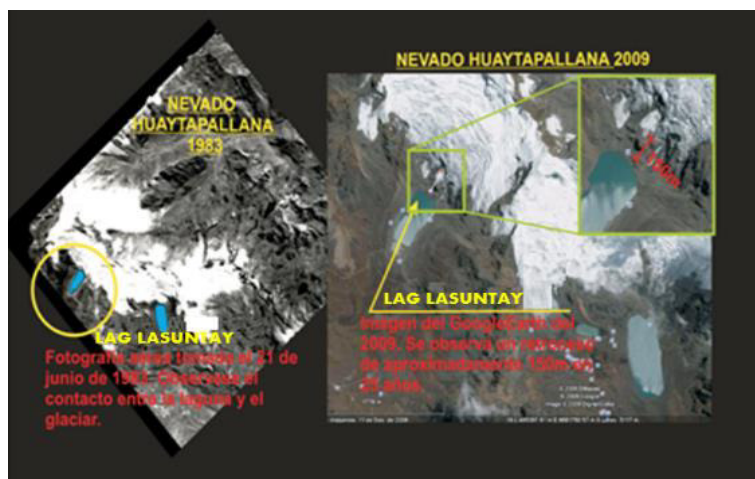


Figura 6. Comparación del retroceso glaciar del nevado Huaytapallana de 1983 y 2009. En la figura de la izquierda (1983) se puede observar el contacto entre la laguna y el glaciar, mientras que en la figura de la derecha (2009) se observa un retroceso de aproximadamente 150m en 25 años (IGP, 2010).

Esta región es importante porque es la principal abastecedora de alimentos de Lima y precisamente uno de los efectos del cambio climático se reflejará en la seguridad alimentaria, asociado a la escasez de agua. Sin duda sería el sector agrícola el más afectado por el cambio climático, ya que disminuirían los rendimientos de las cosechas y la producción ganadera; también la acuicultura podría verse afectada. Dada la importancia del sector agrícola en la región es que se considera necesario adoptar como política regional la prevención de los efectos del cambio climático (IGP, 2010).

Entre los principales efectos para la agricultura podemos mencionar:

- La mayor exposición al estrés calórico alteraría la producción de los principales cultivos en la región como: el olluco, papa, oca, kiwicha, quinua, maca y cañihua.
- Los cultivos mejorados sufrirán alteraciones fisiológicas por el incremento de la temperatura lo que obligará a un desplazamiento hacia las partes altas.
- Los cultivos nativos se verán afectados por la aparición de plagas como gorgojos y polillas, lo que obligará a desplazar estos cultivos a zonas más frías y altas.

Entre los principales efectos para la ganadería tenemos:

- La disminución en los volúmenes de agua y la priorización para uso poblacional generará que no se cuente con disponibilidad para el riego de las áreas de pastoreo y para el consumo directo por parte de los animales.
- La disminución del recurso hídrico por los deshielos de la cordillera generará que las grandes extensiones de terreno y áreas entren en proceso de desertificación afectando fundamentalmente las áreas de pastoreo.
- Debido al incremento de temperatura y la disminución de precipitación, las ricas especies palatables de la zona andina, - que son sustento de los animales domésticos – podrían disminuir, afectando la disponibilidad de alimentos para los animales, que a su vez, sirven de sustento a la población.
- Con los cambios en las condiciones ambientales mencionados, parásitos como el Fasciola hepática, podrían iniciar un proceso de adaptación a zonas de mayores altitudes, incrementando las enfermedades de animales domésticos de consumo (IGP, 2010).

También la población rural y urbana de la región central se verá afectada por el cambio climático, erosionando la estructura social, y generando conflictos sociales por acceso a recursos naturales, tales como el abastecimiento de alimentos. Entre los principales efectos se pueden nombrar:

- Incremento de enfermedades como malaria, dengue y otros que se creían controladas, debido a que los cambios ambientales podrían generar una aceleración del ciclo biológico de los vectores. Esto también afectaría la atención en los centros de salud, poco o nada preparados para atender y albergar a los pacientes afectados.
- Desabastecimiento de agua en las ciudades de la región generará conflictos sociales por la priorización en el uso de este recurso, debido a que las poblaciones de las ciudades se verán enfrentadas a los productores agrarios y ganaderos por el acceso a los recursos hídricos.
- Desabastecimiento de alimentos, esto debido a la disminución y/o merma de la producción agrícola y ganadera como consecuencia de la disminución en la disponibilidad de agua y el incremento de enfermedades y plagas.
- Desplazamiento de la población, debido a que al disminuir sus posibilidades de acceso de recursos naturales para subsistir, las poblaciones buscarán nuevas zonas o invadirán áreas, generando conflictos por recurso suelo (IGP, 2010).

3 Fundamento teórico

3.1 Fundamentos físicos de la teledetección

Dada la importancia que tiene la radiación electromagnética como transmisor de información en la teledetección, es necesario entender los principales conceptos.

3.1.1 Definición de Teledetección

La Teledetección o Percepción Remota es la adquisición de información sobre un objeto a distancia, esto es, sin que exista contacto material entre el objeto o sistema observado y el sensor. Los sensores de los satélites reciben la información acerca de un objeto a través de la energía electromagnética. Esta información puede estar codificada en la frecuencia, intensidad o polarización de la onda y es transmitida directamente desde el objeto o indirectamente por reflexión, dispersión o reemisión hasta el sensor. Todos los materiales de la Tierra reflejan o emiten energía electromagnética. Los sensores miden la intensidad de la radiación electromagnética emitida por un objeto y estudian sus propiedades físicas a partir de su variación con la frecuencia. Para que pueda producirse la observación remota de un sistema, es necesario que el sensor detecte un flujo magnético proveniente de este. Por ello, se introducen las magnitudes como son flujo radiante, densidad de flujo radiante y la intensidad radiante (Tabla 1) habitualmente utilizadas en Física para describir el campo radiativo (Sobrino *et al.*, 2000).

3.1.2 Descripción del campo radiativo

El campo radiativo es el campo electromagnético transportado por una onda entre la fuente emisora y el detector.

La energía asociada con la onda electromagnética se llama energía radiante

- **Energía radiante (Q)**, es el total de energía radiada por un cuerpo en todas las direcciones, se mide en Julios (J)
- **Flujo radiante (ϕ)** es la energía radiante transferida por radiación de una superficie a otra por unidad de tiempo, $\phi = dQ/dt$ y se mide en watts (W). Desde el punto de vista de la teoría electromagnética, se interpreta como el flujo del vector de Poynting (Liou, 2002). Esta magnitud no proporciona ninguna información sobre la distribución de la radiación.
- **Densidad de flujo radiante (F)** es el flujo radiante que atraviesa un elemento de superficie dS , se define como $F = d\phi/dS$ y se mide en watts por metro cuadrado ($W\ m^{-2}$).
- **Intensidad radiante (I)** es el flujo radiante procedente de una fuente de radiación transportada dentro de un ángulo sólido $d\Omega$. Se define como $I = d\phi/d\Omega$ y se mide en watts por estereorradián (Wsr^{-1}). Esta magnitud no es muy utilizada, excepto para caracterizar la emisión de fuentes puntuales.
- **Radiancia (L)** es el flujo radiante en un determinado ángulo sólido Ω que atraviesa una superficie perpendicular ($dS \cos\theta$) a la dirección de propagación θ de la radiación. La radiancia se expresa como $L = d^2\phi/(d\Omega dS \cos\theta)$ y se mide en watt por metro cuadrado y estereorradián ($W\ m^{-2}\ sr^{-1}$).

La radiancia $L(\mathbf{R}, \mathbf{n})$, en función de la posición \mathbf{R} y del vector unitario de la dirección \mathbf{n} , proporciona una descripción completa del campo radiativo. La radiancia cobra interés especial en teledetección ya que es la magnitud detectada por los sensores. En general, en teledetección se utiliza la radiancia espectral, que es la radiancia por unidad de longitud de onda, $L_\lambda = dL/d\lambda$, medida en watts por metro cuadrado, estereorradián y micrómetro ($W\ m^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$), como se muestra en la Tabla 1.

En los procesos mencionados a continuación, las magnitudes dependerán de las longitudes de onda, pero se omitirá en la notación por simplicidad.

Tabla 1: magnitudes radiométricas Básicas relativas al campo (Sobrino et al., 2000).

MAGNITUD	SÍMBOLO	DEFINICIÓN	UNIDAD (S.I)
Energía radiante	Q	-	J
Flujo radiante	Φ	$\frac{dQ}{dt}$	W
Emitancia radiante	M	$\frac{d\Phi}{dS}$	Wm^{-2}
Irradiancia	E	$\frac{d\Phi}{dS}$	Wm^{-2}
Intensidad radiante	I	$\frac{d\Phi}{d\Omega}$	Wsr^{-1}
Radiancia	L	$\frac{d^2\Omega}{d\Omega dS \cdot \cos\theta}$	$Wm^{-2}sr^{-1}$
Radiancia espectral	L_λ	$\frac{dL}{d\lambda}$	$Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$

3.1.3 Absorción

La absorción se define como la transformación energética sufrida por la radiación cuando atraviesa un medio. Como resultado de la misma hay una alteración neta de los niveles energéticos de las moléculas (Sobrino *et al.*, 2000).

Considerando un medio no dispersor por el que se propaga radiación electromagnética y dentro de un determinado medio, y seleccionando una capa de espesor dx perpendicular a la dirección de propagación de la radiancia L (Figura 7), generalmente, dentro de la materia, la energía radiante sufre algunas pérdidas debido a su conversión en otras formas de energía (procesos fotoquímicos, calentamiento, etc.), y después de recorrer una longitud dx , la radiancia cambiará a $L + dL$, (Sobrino *et al.*, 2000).

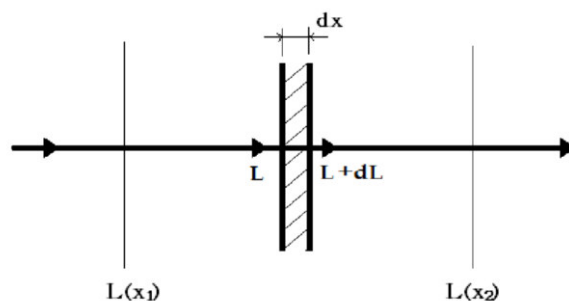


Figura 7. Definición de extinción (Sobrino et al., 2000).

$$dL = -\sigma_a L dx \quad (1)$$

Donde σ_a es el coeficiente de absorción volumétrico, medido en m^{-1} . Después de un recorrido finito entre x_1 y x_2 la integración de la Ecuación 1 resulta

$$L(x_2) = L(x_1) \exp(-\delta_a) \quad (2)$$

que es la ley de Beer, donde δ_a es dado por

$$\delta_a = \int_{x_1}^{x_2} \sigma_a(x) dx \quad (3)$$

y es el espesor óptico de absorción entre x_1 y x_2 . Esta es una cantidad adimensional que se reduce al producto del camino geométrico por el coeficiente de absorción cuando el medio es homogéneo. La Ecuación 2 se conoce como la ley de extinción exponencial de Beer, o simplemente ley de Beer (Liou, 2002).

La transmisividad τ de la capa entre x_1 y x_2 a lo largo de la dirección de propagación se define, según Sobrino *et al.* (2000), como

$$\tau = \frac{L(x_2)}{L(x_1)} = \exp(-\delta_a) \quad (4)$$

A partir de la ecuación anterior (Ecuación 4), cuando la radiancia se mide en x_1 y x_2 en el espesor óptico de absorción δ_a puede ser calculado de la siguiente forma (Liou, 2002)

$$\delta_a = -\ln \tau = \ln \frac{L(x_1)}{L(x_2)} \quad (5)$$

La energía radiante que no es transmitida será absorbida, de forma que la absorptividad de la capa α comprendida entre x_1 y x_2 se define como

$$\alpha = \frac{L(x_1) - L(x_2)}{L(x_1)} = 1 - \tau \quad (6)$$

En general, cuando coexistan tanto los procesos de absorción (σ) y transmisión (τ), como los procesos de reflexión (ρ), se cumplirá la relación

$$\rho + \sigma + \tau = 1 \quad (7)$$

Donde, ρ es la reflectividad de la superficie terrestre definida como el cociente entre el flujo de energía reflejado y el flujo de energía radiante (Liou, 2002).

3.1.4 “Scattering” (Dispersión)

En el “*scattering*” la energía radiante permanece en forma de radiación, pero hay una pérdida en la dirección de la propagación de la radiación incidente.

El proceso de “*scattering*” puede ser tratado de forma análoga al de absorción, de forma que para una capa de “*scattering*” podemos escribir la siguiente relación:

$$dL = -\sigma_s L dx \quad (8)$$

que define el coeficiente de “*scattering*” volumétrico σ_s (en m^{-1}). En este caso, el espesor óptico de “*scattering*” vendrá dado por

$$\delta_s = \int_{x_1}^{x_2} \sigma_s(x) dx \quad (9)$$

La transmisividad queda definida por la Ecuación 4, sustituyendo δ_a por δ_s (Liou, 2002).

3.1.5 Absorción y “scattering”

En el caso general, en el que los procesos de absorción y “*scattering*” ocurren simultáneamente en la atmósfera, la atenuación de la energía radiante en un medio puede expresarse a partir del coeficiente de extinción (σ_e), definido como la suma de los coeficientes de absorción y “*scattering*”

$$\sigma_e = \sigma_a + \sigma_s \quad (10)$$

Análogamente, se puede definir un espesor óptico total, δ , dado por

$$\delta = \delta_a + \delta_s \quad (11)$$

La importancia relativa de los procesos de “*scattering*” y absorción se caracteriza a partir del albedo de “*scattering*” simple

$$\bar{\omega} = \frac{\sigma_s}{\sigma_e}, \quad 0 \leq \bar{\omega} \leq 1 \quad (12)$$

lo que lleva a

$$\sigma_s = \bar{\omega} \sigma_e \quad (13)$$

de la Ecuación 10, se tiene

$$\sigma_a = (1 - \bar{\omega}) \sigma_e \quad (14)$$

El caso límite en que $\bar{\omega} = 1$ se refiere al caso conservativo, y no habrá pérdida de energía radiativa. Sin embargo, un caso puramente conservativo nunca se alcanzará, es sólo una aproximación para medios que presentan poca absorción, y esta aproximación deberá realizarse con sumo cuidado, cuando el “*scattering*” múltiple lleva a recorridos muy largos. Por otro lado, valores pequeños de $\bar{\omega}$ corresponden a casos en los que el “*scattering*” puede ser despreciable en comparación con la absorción, caso que puede producirse para valores mayores que cero (Liou, 2002).

Por último, la dispersión por partículas, así como la absorción por medios sólidos o líquidos, presentan una variación muy ligera con la longitud de onda, mientras que los gases presentan un espectro de absorción muy complejo. La radiación electromagnética se presenta como una distribución continua de frecuencias que conocemos con el nombre de espectro electromagnético (EE).

3.1.6 Espectro electromagnético (EE)

El flujo radiante detectado por los sensores remotos es descrito como una condición de una región o regiones del espectro electromagnético. El espectro electromagnético entero se extiende desde los rayos cósmicos a longitudes de onda corta y las radiofrecuencias bajas y longitudes de onda larga, aunque algunos sensores han realizado trabajos para longitudes de onda más cortas. Las longitudes de onda que generalmente son más usadas están alrededor de 300 y 400 nanómetros. La región más empleada es la región del visible e infrarrojo cercano entre 400 nm y 1 μm . Las regiones de transmisión atmosférica y/o regiones infrarrojas son usadas por sistemas radiométricos que trabajan desde 3 μm hasta 15 μm (infrarrojo termal). Las microondas y los sensores de radar operan en longitudes de onda de rango de 1mm a 1m. El espectro visible es aquel con el que estamos más familiarizados; puede ser observado cuando la luz blanca es dispersada por gotas de agua en un arco iris. Todos los tipos de cobertura terrestre (tipos de roca, cuerpos de agua, tipos de vegetación, cascos urbanos, etc.), absorben una parte de la radiación electromagnética, dándole una firma distinguible a lo largo del espectro. Se puede analizar los datos de las imágenes provenientes de sensores remotos y crear hipótesis bastante precisas acerca de una cobertura gracias a su firma espectral. La Figura 8 muestra las principales regiones del espectro electromagnético empleadas en teledetección. Las regiones correspondientes al infrarrojo cercano y medio son muchas veces referidas como la región del infrarrojo de onda corta (SWIR por sus siglas en ingles). Esta se distingue de la región termal o de la región del infrarrojo lejano, que también es conocida como la región del infrarrojo de onda larga (LWIR por sus siglas en ingles). Estas dos regiones se distinguen en que el SWIR se caracteriza por radiación reflejada mientras que el LWIR se caracteriza por emisión de radiación (Sobrino *et al.*, 2000).

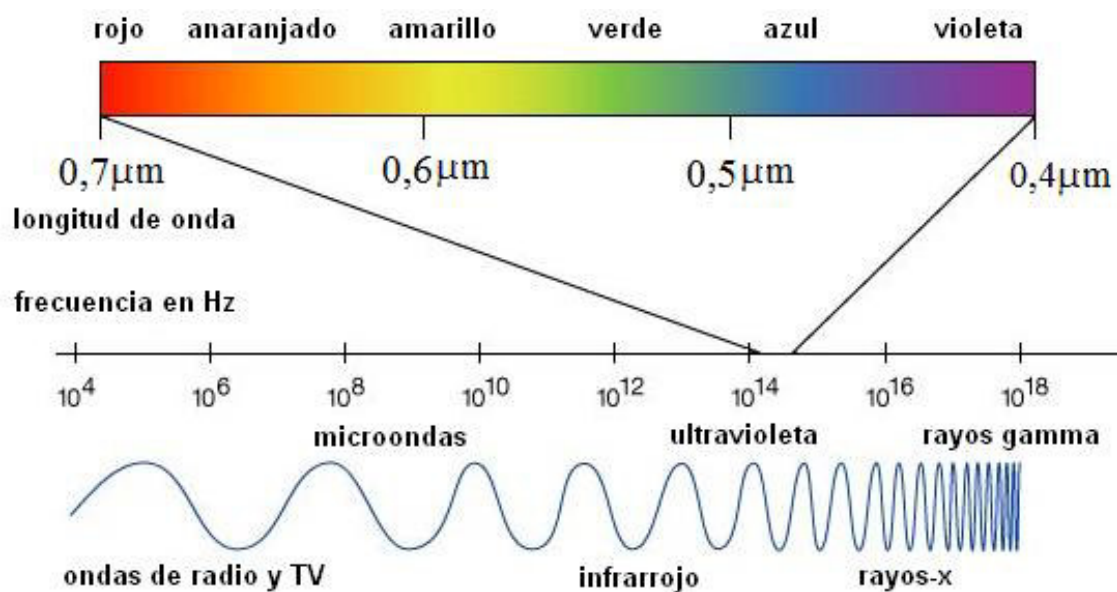


Figura 8. Espectro electromagnético (Slater, 1980)

3.1.7 Reflectancia

La reflectancia ρ mide la relación entre la energía reflejada y la energía incidente que puede ser transmitida o absorbida por el objeto. De acuerdo a las características del material que lo compone, el objeto refleja, con mayor o menor intensidad en cada uno de los rangos de longitudes de onda. En la Figura 9 se presenta la reflectancia de la nieve comparada con la correspondiente al suelo desnudo, la vegetación y las superficies de agua.

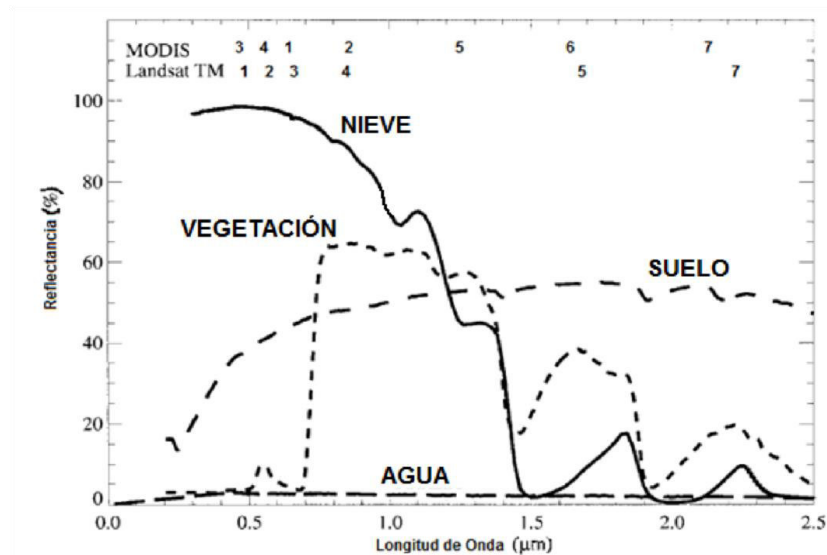


Figura 9. Gráfica de la respuesta espectral de superficies naturales (Klein et al., 1998).

En la figura 9 se muestra una comparación entre las imágenes MODIS y Landsat TM, esta interacción particular de la radiación con la materia constituye su firma espectral y depende también de otros factores como la distancia solar, la orientación, interacción con la atmósfera, etc. se mide en tantos por uno y se considera adimensional. (Guariguata & Kattan 2002),

3.2 Corrección de las imágenes satelitales

La radiación electromagnética que procede del Sol sufre una serie de interacciones con la atmósfera antes de ser detectada por el sensor. Consecuentemente, la radiancia registrada por el sensor no es una representación exacta de la radiancia efectivamente emitida o reflejada por las superficies. Esto significa que la radiancia estimada por el sensor (números digitales de 0 a 255) presenta una serie de distorsiones de la radiancia de la escena real detectada. Estas distorsiones están en la localización de los píxeles y en los números digitales de los píxeles que componen la matriz de datos. La etapa de corrección se lleva a cabo antes de realizar los procedimientos de extracción de información cuantitativa. Se obtiene una imagen corregida que es lo más próximo posible, geométrica y radiométricamente, a la energía radiante y características espaciales del área de estudio (John, 1986).

3.2.1 Corrección geométrica

La imagen original, detectada por el sensor, está en un sistema de coordenadas donde la localización de cada píxel queda determinada por su situación en filas y columnas, es el *espacio imagen*. La corrección geométrica transforma esta imagen a un nuevo sistema de coordenadas, donde cada píxel tiene asignado un valor en la columna y fila (X, Y) que le corresponde en un determinado sistema de proyección geográfica (longitud, latitud) llamado *espacio de proyección* (Markhan y Barker, 1986):

3.2.2 Calibración radiométrica de las imágenes TM y ETM+

Las imágenes obtenidas de los sensores TM y ETM+ contiene números digitales (0 a 255). Estos valores están relacionados directamente con la radiancia. La conversión de los números digitales (ND) de una imagen a radiancia (L) está dado por la ecuación (Markhan y Barker, 1986):

$$ND = \left(\frac{ND_{max}}{L_{max} - L_{min}} \right) \times (L - L_{min}) \quad (15)$$

$$L = \left(\frac{L_{\max} - L_{\min}}{ND_{\max}} \right) \times ND + L_{\min} \quad (16)$$

Donde:

L: Radiancia (W/m².sr.μm)

ND: Número digital para cada pixel de la imagen

L_{max}, L_{min}: Constantes de Calibración

ND_{max}: Número digital máximo de la imagen

Como el Número Digital del pixel es una transformación lineal simple de la radiancia, la pendiente y el intercepto de esta transformación lineal (que es específico para cada banda espectral, cada sensor y calibración inicial) puede ser usado para calcular la radiancia L (medido en W/m².sr.μm) usando la ecuación (16) e inversamente usado para calcular el ND del pixel, usando la ecuación (15). Los valores de ganancia y compensación son únicos para cada banda espectral adquirida para un sensor particular. Esos valores cambian sobre el intervalo de vida de un sensor, así los valores más recientes son usados. Para el TM y ETM+, esos valores están disponibles a los usuarios con el conjunto de datos, Tabla 2. Los Números Digitales de las imágenes TM fueron convertidos a radiancia espectral usando la ecuación (17) en el lenguaje de programación IDL.

$$L_{\lambda} = \left(\frac{L_{\max} - L_{\min}}{Q_{\text{calmax}} - Q_{\text{calmin}}} \right) \times (ND - Q_{\text{calmin}}) + L_{\min} \quad (17)$$

Donde:

L_λ: Radiancia espectral(W/m².sr.μm)

ND: Número digital para cada pixel de la imagen

L_{max}, L_{min}: Constantes de Calibración

Q_{calmax}: Rango más alto de radiancia reescalada en ND

Q_{calmin}: Rango más bajo de radiancia reescalada en ND

Tabla 2: valores máximos y mínimos de radiancia del sensor TM (*Gyanesh et al., 2009*).

TM / LANDSAT-5				
Banda	Rango espectral (μm)	L_{\min} ($\text{W}/\text{m}^2\cdot\text{sr}\cdot\mu\text{m}$)	L_{\max} ($\text{W}/\text{m}^2\cdot\text{sr}\cdot\mu\text{m}$)	$ESUN_{\lambda}$ ($\text{W}/\text{m}^2\cdot\mu\text{m}$)
1	0.452 – 0.518	-1.52	193	1983
2	0.528 – 0.609	-2.84	365	1796
3	0.626 – 0.693	-1.17	264	1536
4	0.776 – 0.904	-1.51	221	1031
5	1.567 – 1.784	-0.37	30.2	223.0
6	10.45 – 12.42	1.2378	15.3032	N/A
7	2.097 – 2.349	-0.15	16.5	83.44

3.2.3 Corrección atmosférica

La radiancia recibida por el sensor no es exactamente la radiancia que procede del suelo. Esta resulta por un lado reducida por la absorción atmosférica y por otra incrementada por la radiancia introducida por la propia atmósfera (dispersión). Durante la propagación, el flujo radiante es dispersado y absorbido por los aerosoles atmosféricos, modificando la radiancia que finalmente es registrada por los detectores del sensor desde su objetivo. Específicamente, el proceso redirige energía que se añade como radiancia de ruta extraña a la señal medida por el sensor, mientras que el proceso de absorción atenúa la señal de energía que éste recibe (Aronoff, 2005). El “scattering” de Rayleigh suele ser el más evidente y es ocasionado por pequeños aerosoles atmosféricos que redirigen energía de onda corta que se añade a la radiancia de los píxeles (i.e. efecto de niebla), reduciendo la visualización de detalles (debido a que la imagen pierde contraste y brillo, es decir, disminuye su detalle radiométrico) e induciendo a una estimación incorrecta de algún parámetro vegetacional (debido a que los valores de la radiancia se encuentran sobreestimados) (Aronoff, 2005). Este efecto puede ser minimizado mediante la aplicación de un módulo de corrección atmosférica sobre los canales de la imagen, como se verá más adelante (Peña, 2007).

3.3 Conversión de los ND a valores de radiancia, reflectancia planetaria de las imágenes Landsat

Una imagen de satélite en bruto contiene unos valores numéricos denominados niveles digitales (ND) que el satélite obtiene a partir de la energía recibida mediante una ecuación lineal. Para recuperar los valores de energía recibida es necesario aplicar la inversa de esa ecuación lineal que expresa la radiancia recibida por el sensor y que según Chander y Markham (2003) está dado por,

$$L_{sen,k} = a_{0k} + a_{1k}NDk \quad (18)$$

El subíndice k se refiere a cada una de los canales del sensor TM y ETM+ del satélite Landsat-5 y Landsat-7 respectivamente, a_{1k} es el coeficiente de calibración del sensor de los canales del sensor TM y ETM+, a_{0k} es el factor de sesgo reescalado para un canal específico k y $L_{sen,k}$ es la radiación que recibió el sensor en el canal k . En la tabla 3 aparecen los valores de estos parámetros para landsat 5 y 7 junto a los valores de irradiancia solar en el techo de la atmósfera (E_{0k}) y de transmitancia (τ_k) para cada una de las canales (Chander y Markham 2003).

Tabla 3: Coeficientes de calibración de Landsat para los sensores TM y ETM (Chander et al., 2009).

Canal	λ central (μm)	Irradiancia Solar Extraterrestre E_{0k} ($Wm^{-2}\mu m^{-1}$)	Coeficientes a_{1k} ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$)/ND		Factor a_{0k} ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$)		Transmitancia τ_k
			TM	ETM+	TM	ETM+	
1	0.485	1957	0.67	1.18	-2.19	-7.38	0.7
2	0.569	1829	1.32	1.21	-4.16	-7.61	0.78
3	0.660	1557	1.04	0.94	-2.21	-5.94	0.85
4	0.840	1047	0.88	0.97	-2.39	-6.07	0.91
5	1.676	219.3	0.12	0.19	-2.49	-1.19	0.95
6	11.435	-	0.06	0.07	1.18	-0.07	-
7	2.223	74.52	0.07	0.07	0.22	-0.42	0.97

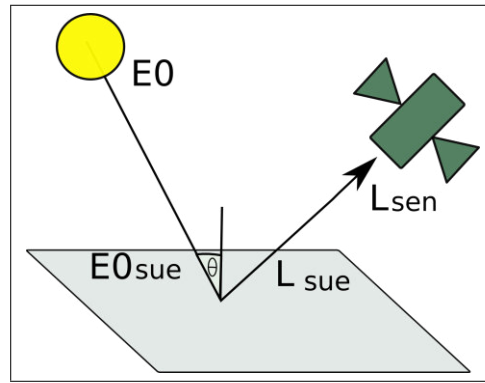


Figura 10. Cálculo de la reflectividad (Chander y Markham, 2003).

La reflectividad es la variable fundamental cuyo cálculo va a permitir aplicar otro tipo de técnicas (por ejemplo el índice de vegetación, de nieve entre otros) para hacer investigación en ciencias de la Tierra. Es la fracción de radiación incidente reflejada por una superficie. El modelo más sencillo utiliza la ecuación de reflectividad como índice entre la radiación reflejada del suelo $L_{sue,k}$ y la incidente del Sol ($E_{0sue,k}$), medida en la superficie del píxel (Chander y Markham, 2003).

$$\rho_k = \frac{\pi L_{sue,k}}{E_{0_{sue,k}}} \quad (19)$$

Donde ρ_k es la reflectividad para el canal k, $L_{sue,k}$ es la radiancia reflejada del suelo para el canal k y $E_{0_{sue,k}}$ la irradiancia solar incidente del suelo para el canal k y $\pi = 3.14159265$.

Los valores de $L_{sue,k}$ y $E_{0_{sue,k}}$ pueden aproximarse a partir de los de $L_{sen,k}$ (ecuación 18) y E_{0_K} (Tabla 3), es decir la irradiancia recibida por el sensor y la irradiancia recibida en el techo o cima de la atmósfera (Chander y Markham, 2003):

$$\rho_k^* = \frac{\pi L_{sen,k}}{\frac{E_{0_k} \cos \theta}{D}} = \frac{\pi L_{sen,k} D}{E_{0_k} \cos \theta_i} \quad (20)$$

ρ_k^* Se conoce como reflectividad aparente, donde θ_i es el ángulo cenital que se calcula como:

$$\cos(\theta_i) = \cos(\varphi) \cos(\delta) \cos(\omega) + \sin(\varphi) \sin(\delta) \quad (21)$$

Donde φ es la latitud, $\omega = 15 \times (h - 12)$ es el ángulo horario obtenido a partir de la hora solar (h), δ es la declinación solar que se calcula como:

$$\delta = 23.45 \sin \left(360 \left(\frac{284 + J}{365} \right) \right) \quad (22)$$

y D es el factor corrector de la distancia Tierra-Sol, en unidades astronómicas, que se calcula también de forma inmediata a partir del día del año mediante la ecuación:

$$D = \left(1 + 0.01674 \left(\sin \left(2\pi \frac{J - 93.5}{365} \right) \right)^2 \right) \quad (23)$$

En las dos ecuaciones anteriores J es el número de día del año, de 1 a 365 y 1 a 366 para años bisiestos. La introducción del número π permite, finalmente, tener en cuenta el carácter lambertiano de la reflectividad (luminosidad constante en cualquier dirección).

El valor de ρ_k^* (Ecuación 20) así calculado se conoce como reflectividad aparente y no tiene en cuenta las alteraciones que la atmósfera introduce en los flujos de energía que se establecen a través de ella ni las diferencias en cuanto a la radiación recibida sobre el terreno (sombras) (Chander y Markham, 2003).

3.4 Estimación de los parámetros geofísicos

El índice de vegetación, la temperatura de brillo y el índice de nieve son parámetros geofísicos involucrados en el estudio de la variación del área glaciaria y estos se obtienen directamente de datos de imágenes satelitales.

3.4.1 Índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI)

Los índices de vegetación son combinaciones de bandas espectrales, cuya función es realzar la contribución de la vegetación en función de la respuesta espectral de una superficie y atenuar la de otros factores como suelo, iluminación, atmósfera, etc. La signatura espectral característica de la vegetación sana muestra un fuerte contraste entre la baja reflectividad en el rojo ($0.6\mu - 0.7\mu$) y la alta reflectividad en el infrarrojo de longitud de onda más corta ($0.7\mu - 1.1\mu$). Esta diferencia es tanto mayor cuanto mayor es la densidad de la vegetación y mejor su estado fitosanitario. En esta idea se basan la mayor parte de los índices de vegetación. El más conocido es el Índice Normalizado de Vegetación (NDVI) se calcula utilizando la reflectancia en el canal rojo y el canal infrarrojo cercano,

$$NDVI = \frac{\rho(\lambda_{NIR}) - \rho(\lambda_{red})}{\rho(\lambda_{NIR}) + \rho(\lambda_{red})} \quad (Chen et al., 2005) \quad (24)$$

Donde $\rho(\lambda_{red})$ y $\rho(\lambda_{NIR})$ son las reflectancias en los canales rojo e infrarrojo cercano respectivamente (Chen *et al.*, 2005).

Los atributos espectrales de una planta están relacionados a procesos de “*scattering*” de la radiación a nivel de la hoja (Figura 11). Los valores de NDVI oscilan entre -1 y +1. El suelo desnudo y con poca vegetación presenta valores positivos, aunque no muy elevados (Chen *et al.*, 2005).

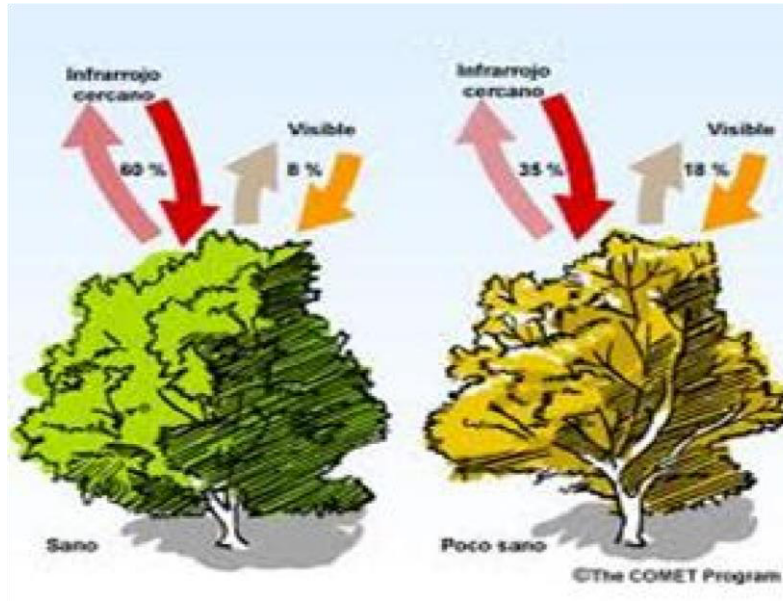


Figura 11. Características espectrales de la vegetación (Chen et al., 2005).

3.4.1.1 Índice de vegetación en imágenes Landsat

La signatura espectral característica de la vegetación sana muestra un claro contraste entre el canal rojo del visible $\rho(\lambda_{TM3})$ y los comprendidos en el infrarrojo cercano $\rho(\lambda_{TM4})$. Mientras que en la región visible los pigmentos de las hojas absorben la mayor parte de la luz, en el infrarrojo estas sustancias son bastante transparentes. Por esta razón, la vegetación ofrece baja reflectividad en el canal rojo del espectro y alta reflectividad en el infrarrojo cercano. De tal manera que cuanto mayor sea el contraste en los valores digitales de ambos canales, mayor vigor vegetal presentará la cubierta observada (Cano y Moreno, 1996); bajos valores de contraste indican una vegetación enferma, y las cubiertas sin vegetación apenas ofrecen contraste (Lobo, 1995). En este principio se apoyan la mayor parte de los denominados *índices de vegetación*, en los que se combinan los canales rojo e infrarrojo cercano del espectro (canales 3 y 4 del sensor TM, respectivamente).

El índice de vegetación (NDVI “*Normalized Difference Vegetatio Index*”), está definido como

$$NDVI_{landsat} = \frac{\rho(\lambda_{TM4}) - \rho(\lambda_{TM3})}{\rho(\lambda_{TM4}) + \rho(\lambda_{TM3})} \quad (\text{Cano y Moreno, 1996}) \quad (25)$$

Donde $\rho(\lambda_{TM4})$ (0.78 μm – 0.90 μm) es la reflectancia en el canal del infrarrojo cercano y $\rho(\lambda_{TM3})$ (0.63 μm – 0.69 μm) es la reflectancia en el canal rojo del visible, del sensor TM para el satélite Landsat-5 (Tabla 4).

Tabla 4: Información de tres sensores utilizados para estimar el índice de vegetación (Chander y Markhan, 2003)

Sensor	Longitud de Onda (μm)				Resolución Espacial (m)
	Canal	Rojo	Canal	Infrarrojo Cercano	
ASTER	2	0,63 – 0,69	3	0,76 – 0,86	15
CBERS	3	0,63 – 0,69	4	0,77 – 0,89	20
Landsat TM	3	0,63 – 0,69	4	0,78 – 0,90	30

3.4.2 Índice de nieve de diferencia normalizada (NDSI)

La elaboración de mapas de distribución de nieve y la estimación de las características de la misma, a partir de datos obtenidos mediante teledetección por satélite, exigen que se distinga de otras coberturas de la superficie terrestre y de las nubes.

La propiedad óptica más importante del hielo y del agua, que causa una variación espectral en la reflectancia de la nieve y de las nubes en las longitudes de onda del infrarrojo medio y el visible, es que el coeficiente de absorción de ambas varía en 7 órdenes de magnitud entre las longitudes de onda $0.4 \mu\text{m}$ y $2.5 \mu\text{m}$ (Cano y Moreno, 1996). Es por esto que, en el canal 2 (para imágenes TM) y en el canal 1 (para imágenes ASTER), la nieve es más brillante que cualquier otra superficie natural, mientras que en el canal 5 (TM) y canal 4 (ASTER) la reflectancia de las nubes sigue siendo muy alta, cayendo a valores próximos a cero para la nieve. Lo que permite una buena discriminación entre las nubes y la nieve. Con estos canales podemos elaborar, por tanto, un índice de nieve, también normalizado, definido como la diferencia entre ellas dividida por la suma. Para las imágenes TM está dada de la siguiente manera

$$NDSI_{TM} = \frac{\rho(\lambda_{TM2}) - \rho(\lambda_{TM5})}{\rho(\lambda_{TM2}) + \rho(\lambda_{TM5})} \quad (27)$$

El índice utilizado en este trabajo, para la discriminación de la nieve y la elaboración de las composiciones en falso color que se describirán a continuación, según Cano y Moreno (1996), es simplemente la diferencia entre los canales

$$SI = \rho(\lambda_{TM2}) - \rho(\lambda_{TM5}) \quad (28)$$

Donde $\rho(\lambda_{TM5})$ y $\rho(\lambda_{TM2})$ son las reflectancias en los canales del infrarrojo medio y el visible, respectivamente

3.4.3 Extracción de los valores de reflectancia en la imagen

Para obtener los valores de Reflectancia ρ_λ de cada punto de muestreo para cada una de las áreas de estudio se desarrolló los siguientes pasos:

1. Los puntos de muestreo se ubicaron en cada una de las imágenes con ayuda del ENVI, lo cual ayudó a reconocer las áreas de estudio y de esta forma poder delimitarlas construyendo una región de interés.
2. Se construyó un vector que sirvió para delimitar a cada una de las áreas.
3. Después del proceso anterior, se procedió a obtener una imagen recortada (sub-escena), la cual muestra solamente las áreas de estudio las mismas que se encuentran delimitadas por el vector.
4. Una vez obtenida la sub-escena, se prosiguió a extraer los valores de Reflectancia (ρ_λ) para cada una de los puntos de muestreo, así como también se obtuvieron sus coordenadas imagen y los valores de las filas y columnas de los píxeles que representan la ubicación de estos puntos.

4 Metodología

4.1 Datos

Los datos utilizados en este trabajo son las imágenes del sensor TM (Thematic Mapper) del satélite Landsat-5 para calcular índice de vegetación (NDVI), índice de nieve (NDSI) y finalmente el área glaciaria. Las imágenes son proporcionadas por la USGS (United States Geological Survey) y vienen con un nivel de ortorrectificación aceptable. La tabla 5 indica los datos escogidos comprenden los años 1985 hasta 2010. También se han considerado datos de estaciones pluviométricas proporcionadas por el servicio nacional de meteorología e hidrología del Perú (Senamhi). Los datos de precipitación nos permiten identificar la fecha de descarga de las imágenes.

Tabla 5: datos de la imagen del sensor TM del satélite Landsat-5. (USGS, 2012 y Senamhi, 2012).

Nº	Imagen	Sensor	Fecha de Adquisición	Precipitación (mm)
1	L50060681985163	TM	12 junio 1985	10.0
2	L50060681991228	TM	16 agosto 1991	0.0
3	L5006068_06819950608	TM	08 junio 1995	0.0
4	L5006068_06820010811	TM	11 agosto 2001	4.2
5	L5006068_06820040616	TM	16 junio 2004	13.4
6	L5006068_06820100617	TM	17 junio 2010	5.0

Recopilación y composición de imágenes: se recopiló imágenes de satélite Landsat tomadas en el mes de junio, entre 1985 y 2010. En el mes de junio, el grado de perpetuidad de la masa glaciar es mayor, debido a las bajas temperaturas y ausencia de precipitaciones, seleccionando aquellas imágenes libres de nubosidad. Para el caso de composición de bandas, se tomó la banda 2 del espectro visible y la banda 5 del infrarrojo.

4.2 Adquisición de las imágenes Landsat

El programa Landsat es una serie de misiones de observación de la Tierra por satélite administrado conjuntamente por la NASA y el Servicio Geológico de Estados Unidos (GLOVIS). Los satélites Landsat han recopilado información sobre la Tierra desde el espacio desde 1972 (Chander *et al.*, 2009). Gracias a este programa, la ciencia espacial conocida como Teledetección ha logrado madurar. Los satélites Landsat (Figura 12) se han especializado en las fotografías digitales de los continentes de la Tierra y alrededor de las regiones costeras durante más de tres décadas, permitiendo estudiar muchos aspectos de nuestro planeta y evaluar los cambios dinámicos generados por procesos naturales y prácticas humanas (Chander *et al.*, 2009). Los satélites Landsat se pueden clasificar en tres grupos, basados en las características del sensor y la plataforma (Tabla 6). El primer grupo consta de Landsat-1 (L1), Landsat-2 (L2) y el Landsat-3 (L3), que tienen el sensor escáner multiespectral (MSS) y la cámara de retorno del haz Vidicon (RBV). La resolución espacial del sensor MSS fue de aproximadamente 79 m (pero a menudo transformados a tamaño de píxel de 60 m), con cuatro canales que van desde las longitudes de onda del azul visible al infrarrojo cercano (NIR) (Chander *et al.*, 2009).

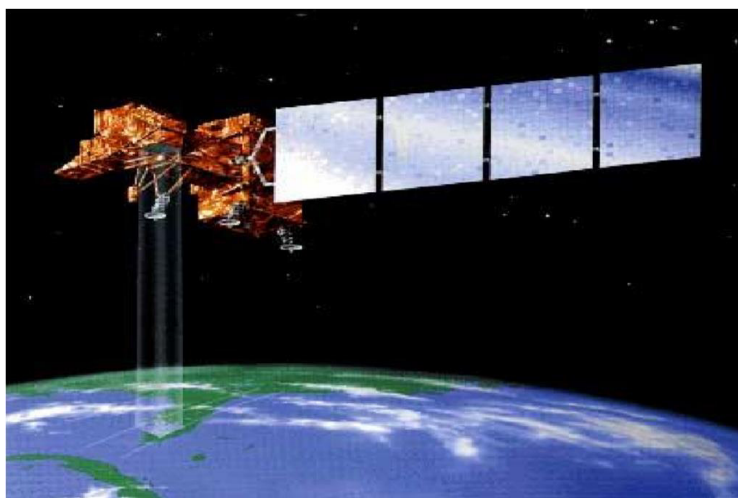


Figura 12. Satélite Landsat (USGS, 2009).

El segundo grupo incluye Landsat-4 (L4) y Landsat-5 (L5), que llevan los sensores Thematic Mapper (TM) y el MSS en la nave modular Multimisión. Esta segunda generación de satélites Landsat marcó un avance significativo en materia de teleobservación mediante la adición de un sensor más sofisticado, la adquisición y

mejora de la transmisión de datos y el procesamiento de datos más rápidos en un centro de proceso altamente automatizado. El sensor MSS se incluyó para dar continuidad a las misiones anteriores de Landsat, pero los datos TM se convirtieron rápidamente en la principal fuente de información utilizada de estos satélites porque los datos que ofrecen son de mayor rendimiento espacial, espectral, radiométrico y geométrico sobre los datos del sensor MSS. El sensor TM tiene una resolución espacial de 30 m para los seis canales reflectantes y 120 m para el canal térmico (Tabla 6). Estos sensores no tienen grabadoras a bordo, por lo tanto las adquisiciones se limitarán a tiempos reales por único vínculo (Chander *et al.*, 2009).

En el tercer grupo se encuentra el Landsat-7 (L7), equipado con una versión mejorada del sensor TM denominado ETM+ (Enhanced Thematic Mapper), por lo que todo lo explicado en este apartado para el TM es de aplicación para el ETM. El sensor ETM+ incorpora un canal pancromática (0,5 μm a 0,9 μm) con una resolución espacial de 15 m, lo que permite obtener ampliaciones a una escala de hasta 1:25.000 (Chander *et al.*, 2009).

El Landsat-7 tiene las mismas características que el Landsat-5, excepto que el canal térmico tiene una resolución espectral de 60 m y posee una imagen pancromática de resolución 15 m (Tabla 6).

Tabla 6: Características de los sensores del satélite Landsat (Chander *et al.*, 2009).

Satélite	Lanzamiento (fin servicio)	Altitud (km)	Periodicidad (días)	Sensor	Intervalo espectral (μm)	Resolución espacial (m)
Landsa1	23/07/1972 (06/01/1978)	917	18	MSS	(4) 0.5 - 0.6	79
Landsa2	22/01/1975 (25/02/198)				(5) 0.6 - 0.7 (6) 0.7 - 0.8 (7) 0.8 - 1.1	79 79 79
Landsa3	05/03/1978 (31/03/198)	917	18	MSS	(4) 0.5 - 0.6 (5) 0.6 - 0.7 (6) 0.7 - 0.8 (7) 0.8 - 1.1 (8) 10.4 - 12.6	79 79 79 79 240
Landsa5	16/07/82	705	16	TM	(1) 0.45 - 0.52 (2) 0.52 - 0.60 (3) 0.63- 0.69 (4) 0.76 - 0.9 (5) 1.55 - 1.75 (6) 10.4 -12.5 (7) 2.08 - 2.35	30 30 30 30 30 120 30
Landsa7	15/04/1999	705	16	ETM+	(6) 10.40 - 12.50 (8) 0.52 - 0.9	60 15

4.3 Preprocesamiento de los datos imágenes de satélite

En los datos imágenes, la data está almacenada en formato 8-bit, es decir, un número natural entre 0 y 255, llamado número digital (ND). Para estudios multitemporales, como es el caso de este trabajo, es necesario comparar varias imágenes entre sí, y el ND no hace una buena medida de los cambios que se producen a nivel de superficie con el tiempo. El ND depende no sólo de las condiciones del suelo, vegetación, glaciación, sino también de la calibración del sensor, el ángulo de elevación solar, el ángulo de visión del sensor, la distancia Tierra-Sol y las condiciones atmosféricas en el momento de adquisición de la imagen. Por tanto, es necesario convertir el ND en un valor que tenga en cuenta la calibración del sensor y sea independiente de las condiciones atmosféricas y de insolación. Ese valor es la reflectancia de la superficie.

La figura 13 indica los pasos seguidos en el tratamiento de las imágenes con el software especializado en procesamiento de datos digitales.

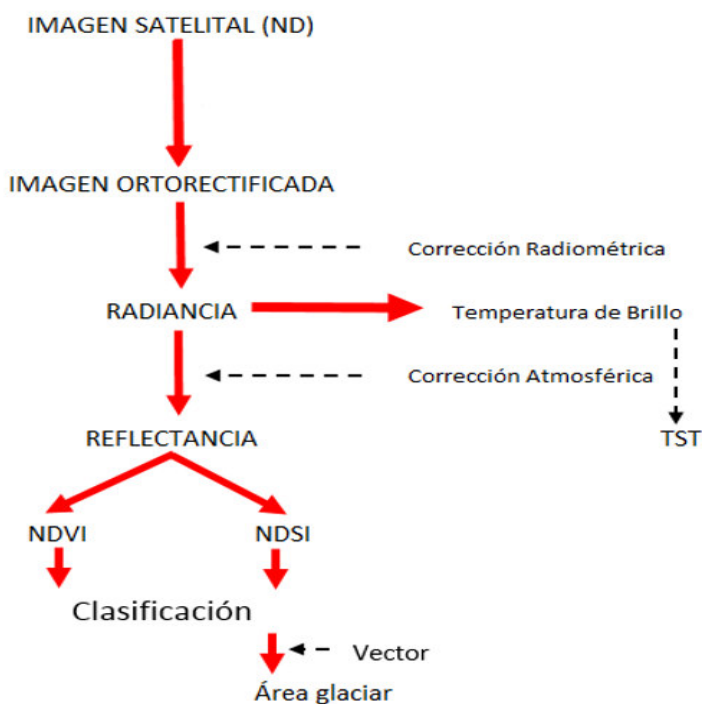


Figura 13: Diagrama de flujo del preprocesamiento de las imágenes satelitales (Número Digital hasta Reflectancia) para la estimación de cobertura glacial

4.3.1 Calibración

Para poder interpretar los valores de las imágenes es necesario llevar los valores de números digitales (ND) a magnitudes físicas de radiancia como medida de la cantidad de energía que llega al satélite y se calcula utilizando la Ecuación 18. Para recuperar los valores de energía recepcionados, es necesario aplicar la inversa de

$$L_{sen,k} = a_{0k} + a_{1k}ND_k$$

El subíndice k se refiere a cada uno de los canales del sensor, a_{0k} y a_{1k} son los coeficientes de calibración del sensor para el mencionado canal y $L_{sen,k}$ es la radiación que recibió el sensor. En la Tabla 3 aparecen los valores de estos parámetros para Landsat 5 y 7 junto a los valores de irradiancia solar en el techo de la atmósfera (E_{0k}) y transmitancia (τ_k) para cada uno de los canales.

4.3.2 Corrección atmosférica

Para corregir atmosféricamente una imagen multiespectral, se ha usado el módulo FLAASH del software ENVI 4.5 (FLAASH incorpora el código de la transferencia de radiación MODTRAN4). Para esto, es importante haber realizado la calibración radiométrica descrita anteriormente. Esto proporciona una deducción basado en la física de la reflectancia de la superficie aparente a través de la deducción de las propiedades atmosféricas, tal como el albedo de la superficie, altitud de la superficie, columna del vapor de agua, profundidad óptica de los aerosoles y de las nubes, y la temperatura atmosférica de la superficie. Los procedimientos que se han seguido son:

- Primero, extraer del cabecero de la imagen (la fecha y la hora de adquisición, la ubicación geográfica, latitud y longitud).
- Convertir las unidades de radiancia $W (m^2 sr \mu m)^{-1}$ devueltos por el software ENVI al momento de la calibración a $W (cm^2 sr nm)^{-1}$.
- Corregir para efectos de adyacencia (mezcla de píxel debido a la dispersión de radiancia en la superficie reflejada). Una opción para calcular una escena de media visibilidad (aerosol/cantidad neblina).

FLAASH toma como base una ecuación estándar para la radiancia espectral en un píxel en el sensor, L , aplicado para el rango de longitud de onda solar (la emisión térmica es despreciada), en materiales Lambertianas o equivalentes. La ecuación según Matthew *et.*, (2000) es la siguiente:

$$L = \left(\frac{A\rho}{1-\rho_e S} \right) + \left(\frac{B\rho_e}{1-\rho_e S} \right) + L_a \quad (29)$$

Donde ρ es la reflectancia superficial del píxel, ρ_e es la reflectancia superficial promedio del píxel y la región de entorno, S es el albedo esférico de la atmósfera, L_a es parte de la radiancia dispersada por la atmósfera. A y B son coeficientes que dependen de las condiciones atmosféricas y geométricas pero no de la superficie. Los valores de A , B , S , L_a y son determinados por el algoritmo MODTRAN4, el cual requiere, para sus cálculos, diversos parámetros de entrada: ángulo solar, ángulo de observación, elevación promedio de la superficie, modelo atmosférico estándar, tipo de aerosol y el rango de visibilidad horizontal (Matthew *et.*, 2000).

El primer término de la Ecuación 29 corresponde a la radiancia que es reflectada de la superficie y llega directamente al sensor, el segundo término corresponde a la radiancia de la superficie que es “scattered” por la atmósfera hacia el sensor y el tercer término es parte de la radiancia dispersada por la atmósfera.

Para nuestro estudio no hubo la necesidad de hacer una corrección geométrica ya que se utilizaron imágenes satelitales ortorectificadas.

4.4 Estimación de la reflectancia

La reflectividad es la variable fundamental cuyo cálculo permite aplicar otro tipo de técnicas para hacer investigación en ciencias de la Tierra. Es la parte de la irradiancia solar que alcanza la superficie terrestre que se refleja de nuevo a la atmósfera. Se utilizaría la ecuación 19 como índice entre la radiación que parte del suelo $L_{sue,k}$ y la que llegó a éste procedente del Sol ($E_{sue,k}$) medida en la superficie del píxel (Chander y Markham, 2003)

$$\rho_k = \frac{\pi L_{sue,k}}{E_{o\,sue,k}}$$

donde ρ_k es la reflectividad para el canal k , $L_{sue,k}$ es la radiancia que parte del suelo para el canal k y $E_{o\,sue,k}$ la irradiancia solar para el canal k al nivel del suelo.

4.5 Cálculo de la superficie glaciaria a partir de Imágenes LandSat-5

Se ha aprovechado la característica de una alta reflectancia en el espectro visible junto con una fuerte absorción en el infrarrojo cercano/medio (canales 3 y 5, respectivamente) así como la disminución de la reflectancia con la edad de la nieve, la nieve fresca tiene una reflectividad mayor que la nieve helada (Sobrino *et al.*, 2000). (Figura 14).

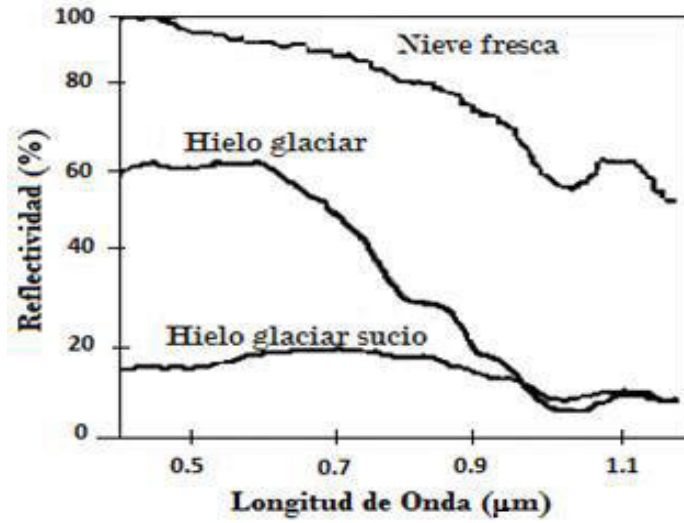


Figura 14. Reflectividad característica para distintos tipos de nieve (Sobrino et al., 2000). Se puede ver como la reflectividad varía de acuerdo a la edad de la nieve, alcanzando el 100% para la nieve fresca.

Ambas características son reunidas en un único parámetro, razón de canales o índice.

Así, los cocientes de los canales empleados han sido los siguientes: Ariza (2006)

- a) $R_{35} = \frac{\rho(\lambda_{TM3})}{\rho(\lambda_{TM5})}$, donde $\rho(\lambda_{TM3})$ y $\rho(\lambda_{TM5})$ son las reflectancias en los canales 3 y 5 de las imágenes Landsat-5, respectivamente.
- b) Índice de nieve de diferencia normalizada, $NDSI = \frac{\rho(\lambda_{TM2}) - \rho(\lambda_{TM5})}{\rho(\lambda_{TM2}) + \rho(\lambda_{TM5})}$.

En los dos casos se aplicó a la imagen un umbral con la intención de obtener un vector para utilizarla sobre la imagen original. A continuación se describe cada uno de los dos métodos empleados

Método A: Cociente de canales

Si se considera el umbral $\rho(\lambda_{TM3})/\rho(\lambda_{TM5}) > 1.3$, para nieve/hielo y si además se cumple: (Maestro y Recio, 2004)

- $R(\rho(\lambda_{TM3})/\rho(\lambda_{TM5})) > 0.48$, se considera que es nieve.
- $R(\rho(\lambda_{TM3})/\rho(\lambda_{TM5}))$ entre 0.32 y 0.48 se considera que es nieve envejecida (*firm*).
- $R(\rho(\lambda_{TM3})/\rho(\lambda_{TM5})) < 0.32$ se considera que es hielo.

Se debe considerar que la reflectancia de la nieve disminuye con el tiempo; mientras que una nieve reciente puede alcanzar fácilmente valores de reflectancia superior al 80%, esta puede caer por debajo del 40% tras la metamorfosis sufrida por los cristales de nieve con el tiempo. Esta caída de la reflectancia resulta mucho más marcada para el infrarrojo medio, haciendo el cociente entre este canal (canal 5) y cualquiera de las visibles.

Método B: Índice de nieve NDSI (enmascaramiento a partir del umbral)

La propiedad óptica más importante del hielo y del agua, que causa una variación espectral en la reflectancia de la nieve y de las nubes en las longitudes de onda del infrarrojo medio y el visible, es que el coeficiente de absorción de ambas varía en 7 órdenes de magnitud entre 0.4 μm y 2.5 μm (Cano & Moreno, 1996). Es por esto que, en el canal 2 para imágenes Landsat-5, la nieve es más brillante que cualquier otra superficie natural, mientras que en el canal 5 la reflectancia de las nubes sigue siendo muy alta, cayendo a valores próximos a cero para la nieve. Por lo tanto de la ecuación 24 y 25 para imágenes Landsat-5, un índice de nieve normalizado es:

$$NDSI_{Landsat} = \frac{\rho(\lambda_{TM2}) - \rho(\lambda_{TM5})}{\rho(\lambda_{TM2}) + \rho(\lambda_{TM5})}$$

Y el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) es

$$NDVI_{Landsat} = \frac{\rho(\lambda_{TM4}) - \rho(\lambda_{TM3})}{\rho(\lambda_{TM4}) + \rho(\lambda_{TM3})}$$

Donde $\rho(\lambda_{red})$ y $\rho(\lambda_{NIR})$ son las reflectancias en los canales rojos e infrarrojo cercano, respectivamente.

Luego, hacemos la discriminación entre nieve, suelo, roca y la cobertura de nubes. Para ello, consideramos que los valores de NDSI para nieve están entre 0.52 y 1 (Figura 15) y los valores de NDVI están entre -0.2 y 0.2 (Figura 16) (Silverio et Jaquet, 2005).

5 Resultados

5.1 Área glaciar de la cordillera Huaytapallana

En la figura 14 se indica el índice de nieve de diferencia normalizada (NDSI) el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) ha permitido la delimitación del área glaciar. Los valores del área glaciar, a partir del NDSI (Figura 15), van desde 0.52 a 1 y de NDVI -0.2 a 0.2 (Figura 16), estos permiten discriminar de otras superficies (Silverio *et Jaquet*, 2005).

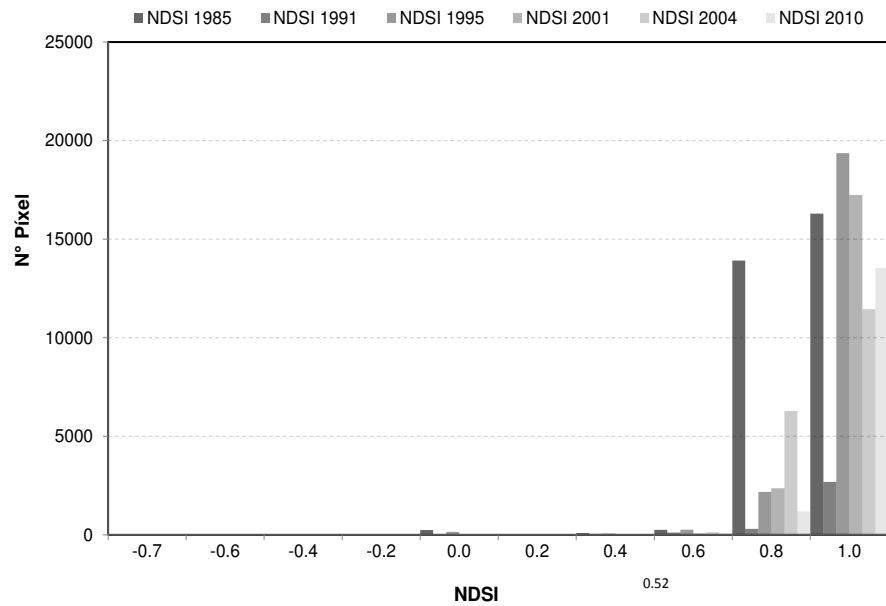


Figura 15: Histograma de NDSI (0.52 a 1.0) correspondiente al glacial para el periodo 1985 - 2010.

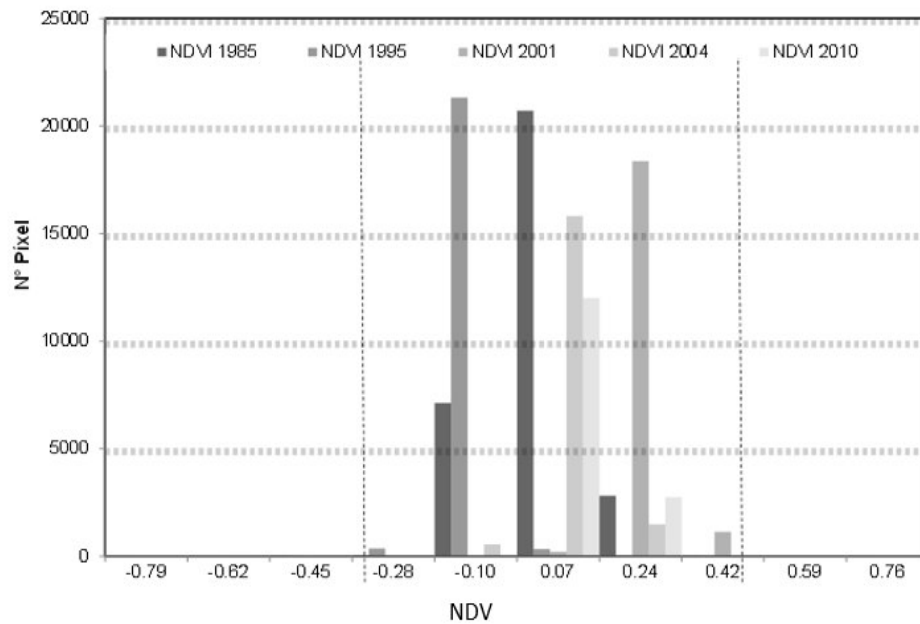


Figura 16: Histograma de NDVI (-0.2 a 0.2) correspondiente al glacial para el periodo 1985 - 2010.

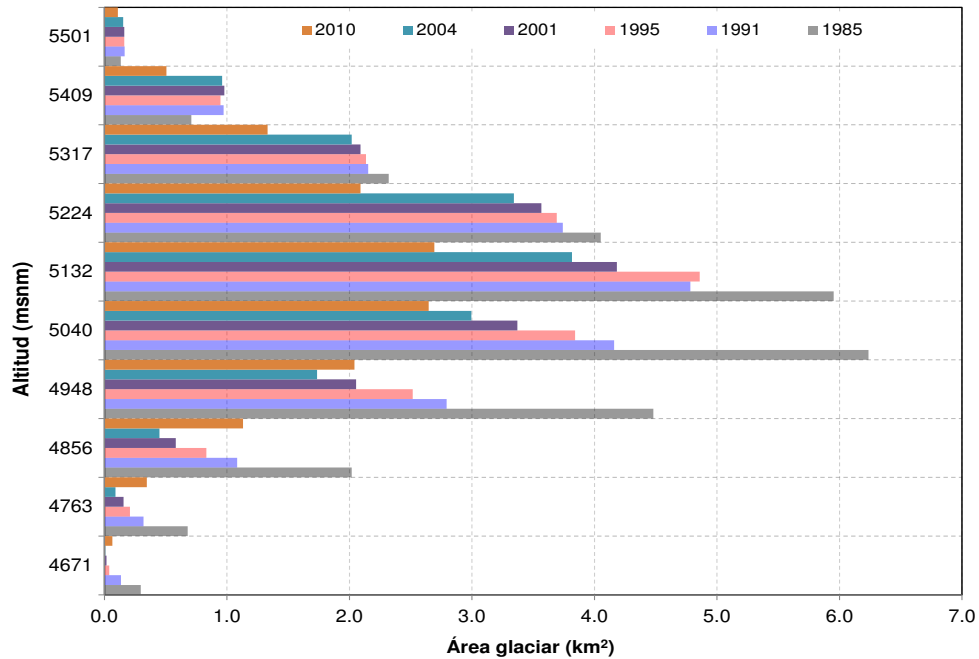


Figura 17: Área glaciar por rango altitudinal.

Analizando el área glaciar por rango altitudinal y la hipsometría glaciar (Figura 17) generados con el modelo de elevación digital *GDEM ASTER* con 30 m de resolución espacial (Wist, 2012), vemos que en altitudes más bajas (zona de ablación), la pérdida de área glaciar es más notorio. En altitudes medias donde se presenta la mayor acumulación del área glaciar, podemos identificar una reducción en aproximadamente 50% de área glaciar con respecto al área glaciar existente en el año 1985, tomando como referencia el año 2010. Y, en las altitudes más altas (zona de acumulación) el área glaciar es casi constante.

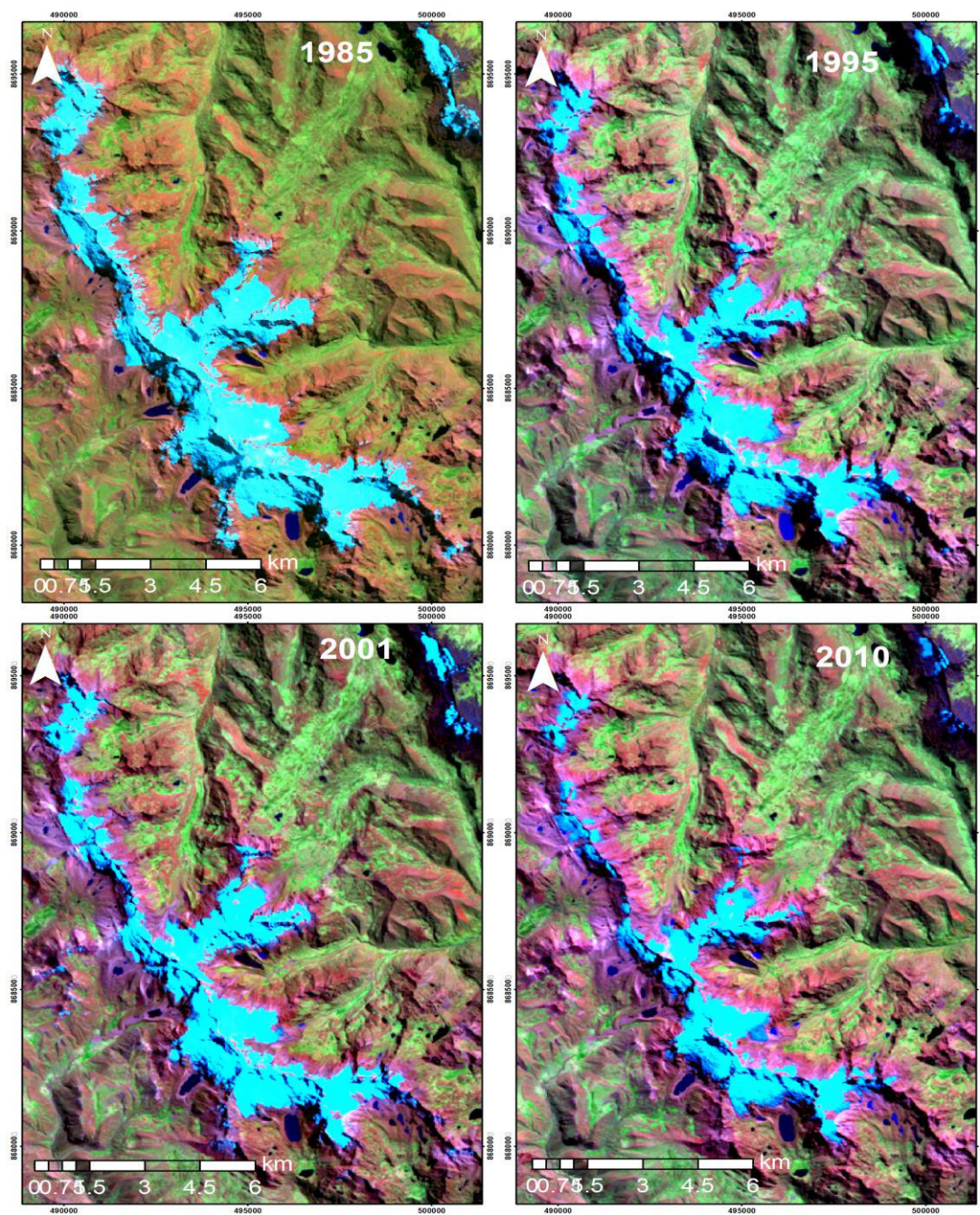


Figura 18: Variación del área glaciar la cordillera Huaytapallana

En la figura 18 se puede observar la clara disminución de la cobertura glaciar de la cordillera Huaytapallana desde el año 1985 hasta el año 2010. En ese periodo se identifica una pérdida de 14.3 km^2 (que representa el 51.6% con respecto al año 1985).

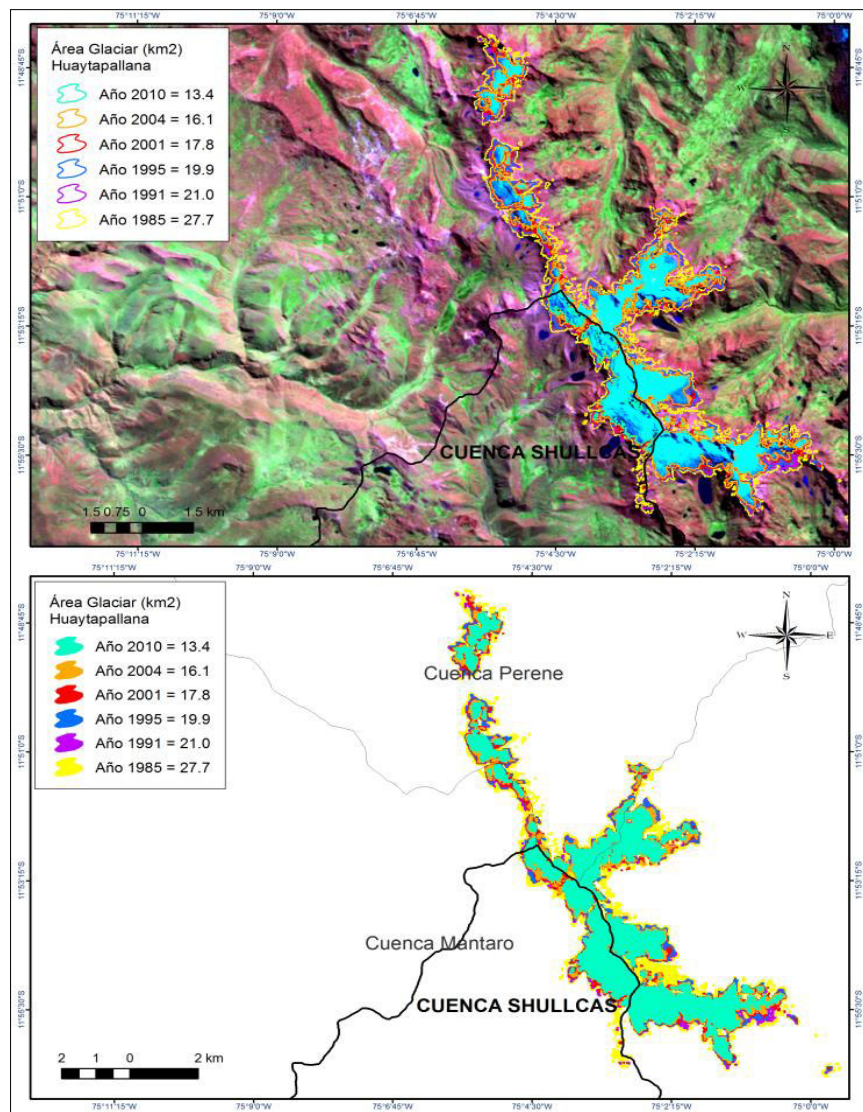


Figura 19: Evolución de la cobertura glaciar de la cordillera Huaytapallana, en el periodo 1985 – 2010.

A partir de las imágenes del sensor TM del satélite Landsat-5, se identifica un área glaciar de 27.7 km² en el año 1985 y 13.4 km², en el año 2010 (Figura 19).

Si analizamos la ecuación lineal en la figura 20, donde la variable dependiente es el área glaciar, definimos una tasa de reducción de 0.52 km²/año y esto nos permite identificar una reducción de área glaciar de 13.52 km² en 26 años y si se mantienen las mismas condiciones atmosféricas a esta tasa de reducción, la cobertura glaciar de la cordillera Huaytapallana podría desaparecer entre los años 2034-2039.

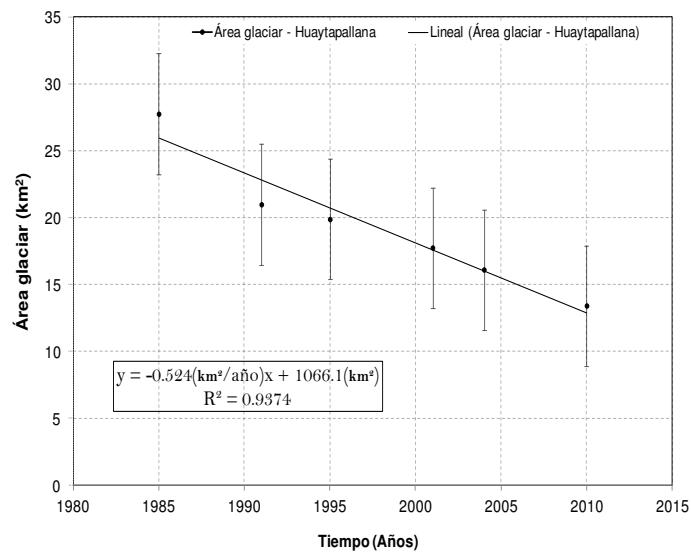


Figura 20: Distribución temporal del área glaciar del nevado Huaytapallana.

Otra forma de expresar la pérdida de la cobertura glaciar de la cordillera Huaytapallana es analizándola estadísticamente (Figura 19). El alto coeficiente de determinación ($r^2=0.9$) nos indica que el área glaciar ha disminuido en el periodo 1985-2010 y si sigue esa tendencia el glaciar desaparecerá.

6 Conclusiones

- Durante mucho tiempo las actividades humanas han generado grandes proporciones de gases como el dióxido de carbono hacia la atmósfera, los cuales incrementaron el riesgo de desequilibrar el efecto invernadero y derivar de ello un cambio climático en nuestro planeta como se puede evidenciar en el aumento de temperatura trayendo consigo consecuencias muchas veces irreversibles como es el caso de la desglaciación. Por lo tanto se puede decir que los glaciares son los principales indicadores del cambio climático.
- Muchas ciudades grandes en los Andes están localizadas >2.500 msnm dependiendo casi exclusivamente de stocks de agua de alta montaña en época seca, como es el caso del nevado Huaytapallana principal fuente hídrica de la ciudad de Huancayo en época de estiaje afectando a la población de esa región
- El retroceso acelerado de los glaciares se puede medir utilizando imágenes del sensor TM del satélite Landsat-5 con una resolución de píxel de 30 m, para el caso de la cobertura glaciar de la cordillera Huaytapallana se a podido analizar en un intervalo de tiempo de 1985 a 2010 identificándose así una reducción de 13.52 km² (48.4%) en 26 años a una tasa de retroceso de 0.52 km²/año.
- El NDSI y NDVI que se obtienen de la imagen Landsat-5 permiten delimitar la cobertura glaciar, discriminando de otras coberturas como agua, suelo, vegetación, entre otros. También, a partir de la hipsometría glaciar generado de los modelos de elevación digital, podemos identificar el desplazamiento de la zona de ablación hacia regiones más elevadas de la montaña.

7 Referencias bibliográficas

- ANA (2014) Autoridad Nacional del agua: Inventario nacional de glaciares y lagunas.
- Ariza A. (2006). Análisis del retroceso de glaciares tropicales en los Andes Centrales de Colombia mediante imágenes Landsat. Revista Cartográfica; Jan - Dec; 82; Pro Quest Science Journals, p. 65-67.
- Aronoff S. (2005). Remote sensing for GIS managers. New York, USA. ESRI Press, p.487.
- Cano A. y Moreno V. (1996). Análisis multitemporal de imágenes Landsat TM en la cartografía de las masas de hielo y nieve aplicada a la modelización hidrológica. (en línea). Revista de Teledetección: p.1-12. Consultado 2 jul. 2009.
Disponible en http://telenet.uva.es/promotores/revista/revista_07/AET7_4.pdf
- Chander G. y Markham B. (2003). Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Postcalibration Dynamic Ranges. IEEE transactions on geoscience and remote sensing, Vol. 41, N° 11, p. 2674-2676.
- Chen X., Vierling L., Deering D. y Conley A. (2005). Monitoring boreal forest leaf area index across a Siberian burn chronosequence: a MODIS validation study. International Journal of Remote Sensing, Vol. 26, N° 24, p. 5435-5436.
- Comercio 2007: retroceso del glaciar Yanamarey en los andes peruanos.
- Ericksen y Plafker, 1970. Wikipedia: terremoto en Ancash.
- Francou B. y Pouyaud B. (2004). Método de observación de glaciares en los Andes Tropicales: Mediciones de terreno y procesamiento de datos. GREAT ICE's document. Consultado 6 jun. 2010 en <http://www.greatice.ird.fr/> 240 p
- IGP (2010). Cambio Climático en la Cuenca del Río Manataro, Balance de 7 años de estudio p.59 Fondo Editorial del CONAM

- IPCC (2007). Cuarto informe del Panel Intergubernamental de cambio climático- Bases científicas
- IPCC (2014). Quinto informe del Panel Intergubernamental de cambio climático- Bases científicas
- John A. (1986). Remote Sensing Digital Image Analysis. Springer-Verlag New York, INC., New York, NY. Pp.51-52.
- Liou K. (2002). An Introduction to Atmospheric Radiation. International Geophysics Series Vol. 84, p.13-14.
- Lliboutry L. (1956). Nieves y Glaciares de Chile: Fundamentos de glaciología. In. Nieves y Glaciares de Chile: Fundamentos de glaciología. Santiago, Chile. Ed. Universidad de Chile, p.471.
- Maestro C. y Recio J. (2004). Análisis comparativo de distintos métodos de estimación de la superficie glaciar en el Pirineo axial aragonés a partir de imágenes Landsat. GeoFocus (Artículos), N° 4, ISSN: 1578- 5157, p. 79-92
- Markhan, B. Y Barker, J. (1986). Landsat MSS and TM post-calibration dynamics range, exoatmospheric reflectance and at satellite temperature. EOSAT. Landsat Technical Notes,,p.3-8.
- Matthew M., Adler S., Berk A., Richtsmeier S., Levine R., Bernstein L., Acharya P., Anderson G., Felde G., Hoke M., Ratkowski A., Burke H., Kaiser R. and Miller D. (2000). Status of Atmospheric Correction Using a MODTRAN4-based Algorithm. SPIE Proceeding, Algorithms for Multispectral, Hyperspectral, and Ultraspectral. Imagery VI. Vol. 4049, p.199-207.
- Peña M. (2007). ASTER satellite image corrections to estimate vegetational parameters on the Mirta river basin, Aisén. BOSQUE 28(2), p.162-172.
- Revista agraria – 2013(en línea).Consultado 15 diciembre. 2014 en <http://www.larevistaagraria.info/>
- SENAMHI (2009) Escenarios Climáticos en el Perú para el año 2030 Autores Diaz A., Rosas G., Avalos G., Oria C., Acuña D., Llacza, A.,Miguel R. Proyecto SCNCC, Segunda Comunicación Nacional del Cambio Climático. Editor Ministerio del Ambiente.
- Silverio W. et Jaquet J. (2005). Glacial cover mapping (1987-1996) of the Cordillera Blanca (Peru) using satellite imagery. Remote Sensing of Environment 95. Vol. 342-350.
- USGS (2012). Earth Resources Observation and Science Center (en línea). Consultado 5 may. 2009. Disponible en <http://glovis.usgs.gov/>
- Sobrino J., Raissouni N., Oliso A., López M., Kharraz M., Cuenca J. y Dempere L., (2000). TELEDETECCION. Sobrino J.A. (Ed.), Servicio de Publicación, Universidad de Valencia (ISBN 84-370-4220-8), Valencia (España).
- USGS, 2009. Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: Alaska. Professional Paper 1386-K.
- Wist (2012). ASTER global digital elevation model V001 (ASTGTM) (en línea). Consultado 5 ene. 2010 en <https://wist.echo.nasa.gov/api/>.
- Zubieta y Lagos 2009. Estudio por Teledeteccion de la dinamica glaciar en la Cordillera Huaytapallana, Junin, Peru, Instituto Geofisico del Peru, Encuentro Científico Internacional ECI2010, lima, Peru, Diap. 16

ANEXO

1. Términos glaciológicos

1. Glaciología

Es una disciplina de las Ciencias de la Tierra preocupada por la edad geológica y por los múltiples fenómenos naturales relacionados con la extensión, distribución, causas, características, procesos dinámicos, clasificaciones e implicancias del agua en estado sólido y en todas las manifestaciones que puede presentarse en la naturaleza (glaciares hielo, nieve, granizo, neviza, etc.). Esto incluye el hielo existente en suelos, nubes, océanos, lagos, ríos y en otros planetas del sistema solar (Lliboutry, 1956).

1.1. Neviza, firn o névé

Es un estado intermedio en la transformación de la nieve a hielo. Está constituido por granos agrupados con densidad cercana a 600 kg m^{-3} de textura granular, aun con burbujas de aire y color más traslúcido que la nieve de color blanco. La neviza se diferencia del hielo en que en la primera el paso del aire entre los granos queda completamente interrumpido. Así en el hielo de glaciar, el aire se presenta a modo de vesículas y todo incremento en la densidad resulta de la compresión de estas (Lliboutry, 1956).

1.2. Diagenesis

Es el proceso de transformación de la nieve depositada e implica los cambios producidos por apisonamiento de la misma por sucesivos estratos de acumulación, que por el mayor peso favorecen las modificaciones físicas de los cristales de nieve, agrupándolos, aumentando la densidad de los granos constituyentes, pasando de una textura suave y esponjosa propia de la nieve, lo que favorece su compactación y transformación en neviza (Figura A.1)

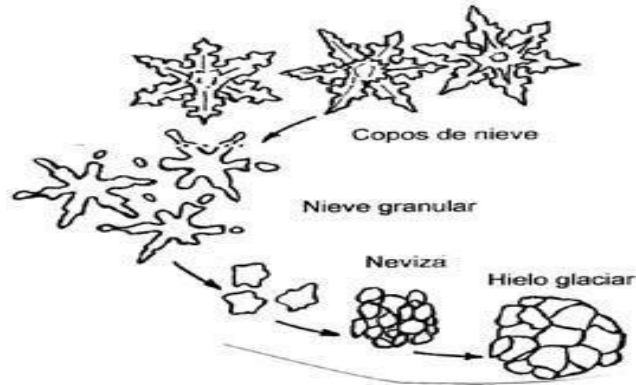


Figura A.1 Proceso de transformación de la nieve en hielo (Lliboutry, 1956).

1.3. Glaciar

Un glaciar es una masa de hielo que transforma agua sólida (nieve, granizo o escarcha) en hielo y la restituye en forma de vapor (por evaporación o sublimación) o en forma líquida (agua escurrida por el torrente emisario). La relación entre estas ganancias y pérdidas de masa de agua se conoce como el balance de masa de un glaciar (Figura A.2). El balance de masa, representa el equivalente en agua de lo que gana y de lo que pierde un glaciar en un tiempo determinado. Este indicador se obtiene a partir de mediciones repetidas, ya sea de manera directa (balance glaciológico) o indirecta (balance hidrológico) (Francou y Pouyaud, 2004).

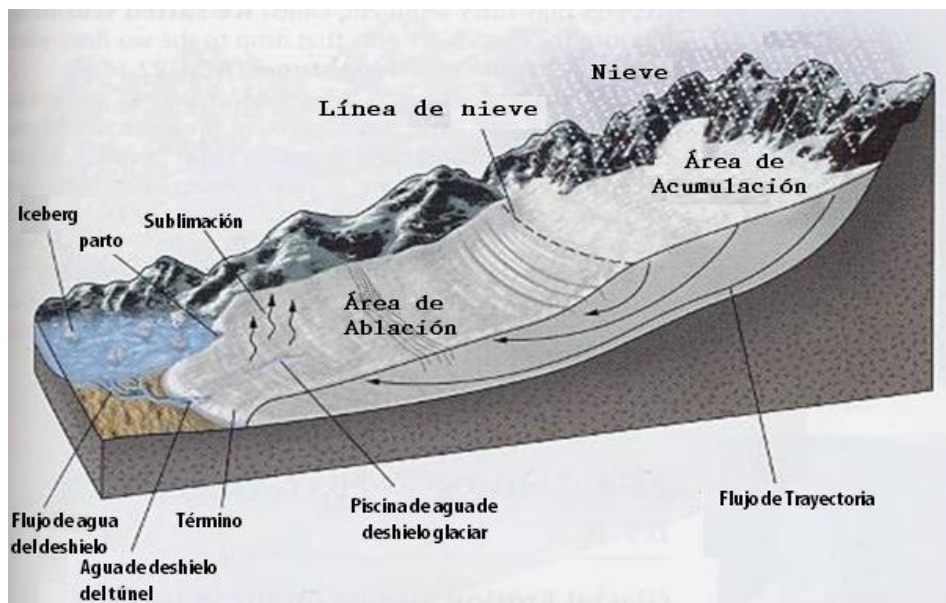


Figura A.2 Balance de masa glaciar. El glaciar presenta dos áreas muy marcadas, el área de acumulación (parte alta del glaciar) y el área de ablación (parte baja del glaciar). Cerna M. (2012)

1.4. Balance de masa

El balance de masa constituye la información básica más importante para el estudio de los glaciares; es el cambio de masa (medido como un volumen de agua equivalente) ocurrido durante un periodo de tiempo, normalmente la duración del año hidrológico. El balance de masa anual se denota bajo su forma específica en milímetros de agua equivalente por año, y se estima abriendo un pozo o realizando una perforación en el glaciar y midiendo el espesor y la densidad del hielo. El resultado es un “perfil de densidad”.

Son principales variables a medir: la acumulación neta y la ablación (Francou y Pouyaud, 2004).

- i. **Acumulación neta** es la cantidad de nieve y hielo acumulada a lo largo de un año hidrológico. Proporciona información acerca de la cantidad de precipitaciones sólidas recogidas por el glaciar durante un año hidrológico.
- ii. **Ablación** es el resultado directo del balance energético a la superficie del glaciar (la suma de fusión y sublimación). Se mide entre meses o años a partir de *balizas* repartidas sobre la zona de medición.
- iii. **La línea de equilibrio** o nieve es el nivel en el cual el balance de masas es nulo, su ubicación está cerca de la línea que divide la zona de acumulación y ablación. Por encima de esta línea hay una ganancia neta de masas durante el año hidrológico; por debajo de la línea de equilibrio hay una

pérdida neta. Hay cierta cantidad de hielo por debajo de la línea de equilibrio, pero este es insignificante porque se pierde durante el siguiente verano. (Figura 4).

Por consiguiente, si los glaciares permanecen a niveles bajos y no hay retroceso, la línea de equilibrio se ubicará a un nivel inferior, pero como actualmente viene ocurriendo el fenómeno de retroceso acelerado de los glaciares, entonces los glaciares remanentes quedan a mayor altura y la línea de equilibrio paulatinamente cada año va elevándose más. Una consecuencia de ello es, por ejemplo, que en el caso del Nevado Huascarán en 50 años (periodo 1920-1970) la línea de equilibrio se ha elevado 95 metros (con un error de aproximadamente 5%) (Kaser, Georges & Ames).